

ISSN 2221-3198

# ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ

№ 3 / 2014



## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Заалишвили В.Б.</b> НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПРАКТИЧЕСКОЙ РЕАЛИЗАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ. ФАКТОРЫ, ФОРМИРУЮЩИЕ ИНТЕНСИВНОСТЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ .....	3
<b>Забирченко Д.Н.</b> СЕЗОННЫЕ ЦИКЛИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ. АНАЛИЗ НАБЛЮДЕНИЙ ЕИЭМПЗ ПО СЕТИ СТАНЦИЙ СЕВЕРО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА .....	40
<b>Идармачев Ш.Г., Алиев М.М., Магомедов А.Г., Идармачев И.Ш.</b> СЕЙСМО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА .....	52
<b>Керимов И.А., Ахматханов Р.С.</b> ТЕХНОГЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ НА НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ТСНО .....	59
<b>Керимов И.А., Гайсумов М.Я.</b> СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРСКО- КАСПИЙСКОГО ПРОГИБА .....	71
<b>Мкртычев О.В., Джинчвелашвили Г.А., Бусалова М.С.</b> ТРАНСФОРМАЦИЯ РАСЧЕТНОЙ АКСЕЛЕРОГРАММЫ ПРИ УЧЕТЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СИСТЕМЫ «СООРУЖЕНИЕ- ОСНОВАНИЕ» С УЧЕТОМ НЕЛИНЕЙНЫХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ .....	85
<b>Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Тверитинова Т.Ю.</b> СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ПРОБЛЕМЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ОЧАГОВ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА В ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКОМ СКЛАДЧАТОМ СООРУЖЕНИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА (НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА ШУГО) .....	89

### НАШИ ГОСТИ

<b>Маммадли Т.Я.</b> О СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА .....	116
--	-----

### НАШИ ЮБИЛЯРЫ

ИЗВЕСТНОМУ УЧЕНОМУ ЮРИЮ КОНСТАНТИНОВИЧУ ЧЕРНОВУ – 65! .....	121
ИЗВЕСТНЫЙ УЧЕНЫЙ И ОРГАНИЗАТОР НАУКИ (К 65-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ И 45-ЛЕТИЮ НАУЧНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В.Б. ЗААЛИШВИЛИ) .....	124

## CONTENTS

<b>Zaalishvili V.B.</b> SOME PROBLEMS OF THE SEISMIC MICROZONATION PRACTICAL REALIZATION. FACTORS, WHICH FORM THE INTENSITY OF THE EARTHQUAKE .....	3
<b>Zabirchenko D.N.</b> SEASONAL CYCLIC VARIATIONS IN THE GEOPHYSICAL FIELDS. ANALYSIS OF OBSERVATIONS EIEMPZ ON THE STATIONS NETWORK OF THE NORTH-CAUCASIAN REGION .....	40
<b>Idarmachev Sh.G., Aliev I.A., Magomedov A.G., Idarmachev I.Sh.</b> SEISMIC GEODYNAMIC PROCESSES CASPIAN REGION .....	52
<b>Kerimov I.A, Akhmatkhanov R.S.</b> TECHNOGENIC SEISMICITY ON THE PETROLEUM DEPOSITS OF TSNO ...	59
<b>Kerimov I.A, Gaisumov M.J.</b> GEODYNAMICS AND SEISMICITY TEREK-CASPIAN BASIN .....	71
<b>Mkrtychev O.V., Djinchvelashvili G.A., Busalova M.S.</b> OPTIONS FOR SETTLEMENT SYSTEMS ACCELERORAMS “CONSTRUCTION-BASIS”, TAKING INTO ACCOUNT NONLINEAR PROPERTIES OF THE SOIL .....	85
<b>Rogojin E.A., Sobisevich A.L., Sobisevich L.E., Tveritinova T.U.</b> STRUCTURAL POSITION AND THE PROBLEMS OF MUD VOLCANISM CENTERS APPEARANCE IN THE POST ALPINE PLICATED CONSTRUCTION OF THE NORTH-WESTERN CAUCASUS (BASED ON THE EXAMPLE OF THE STUDY OF THE DEEP STRUCTURE OF THE MUD VOLCANO SHUGO).....	89

## OUR GUESTS

<b>Mammadly T.Ya.</b> ON THE SEISMIC HAZARD IN THE AZERBAIJAN TERRITORY .....	116
--	-----

## OUR CELEBRANTS

TO THE 65-ANNIVERSARY FROM THE BIRTHDAY OF WELL-KNOWN SCIENTIST YURY CHERNOV .....	121
THE WELL-KNOWN SCIENTIST AND THE ORGANIZER OF SCIENCE (TO THE 65-ANNIVERSARY FROM THE BIRTHDAY AND THE 45-ANNIVERSARY OF THE SCIENTIFIC ACTIVITY OF VLADISLAV ZAALISHVILI).....	124

УДК 550.34

## 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
Хавгори	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  $r$ . Судимы равно  $a = 0,3g$  [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, Розенблут, 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, Розенблут, 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 Нотриджском 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 зарегистрировано высокое ускорение  $1,6 g$  [Kudo, 1995]. Автор объясняет это нелинейностью движения грунта. Такое же явление наблюдалось и при Нотриджском 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, характеризующее 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.

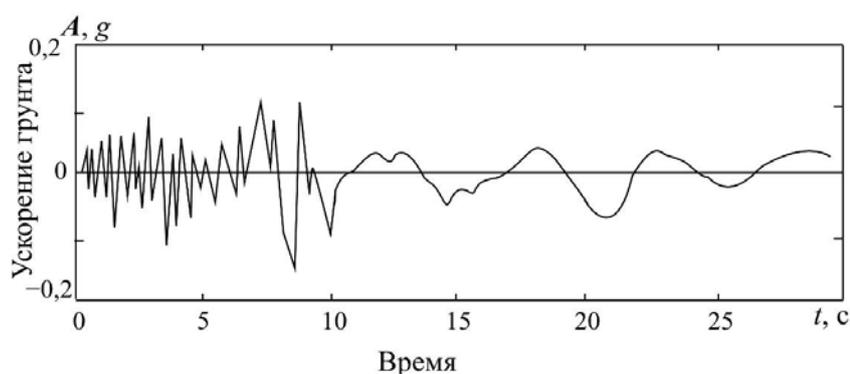


Рис.1. Акселерограмма, полученная на грунте в г. Ниигата (Япония, 16.06.1964)

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; Aptikaev, 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 [Аптикаев, 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; Boor 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 <sup>2</sup>		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 приходящую энергию [Gupta, Melauglin, 1987].

Ранее изменение спектрального состава входящих 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  $\delta I$  – нелинейное приращение при изменяющемся уровне воздействия,  $\delta I = \Delta I_{ni} - \Delta I_{n0}$ ;

$\Delta I_{ni}$ ,  $\Delta I_{n0}$  – 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/с<sup>2</sup>.

Таблица 4

Инженерно-геологические условия площадки	Приращение интенсивности, $\Delta I$ , 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

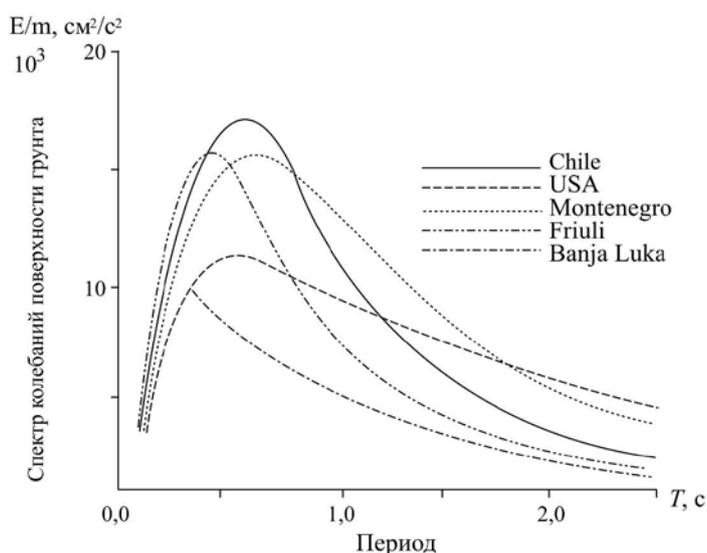


Рис.2. Примеры спектров колебаний поверхности грунта при сильных землетрясениях (энергия  $E$ , отнесенная к единице массы  $m$ )

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].

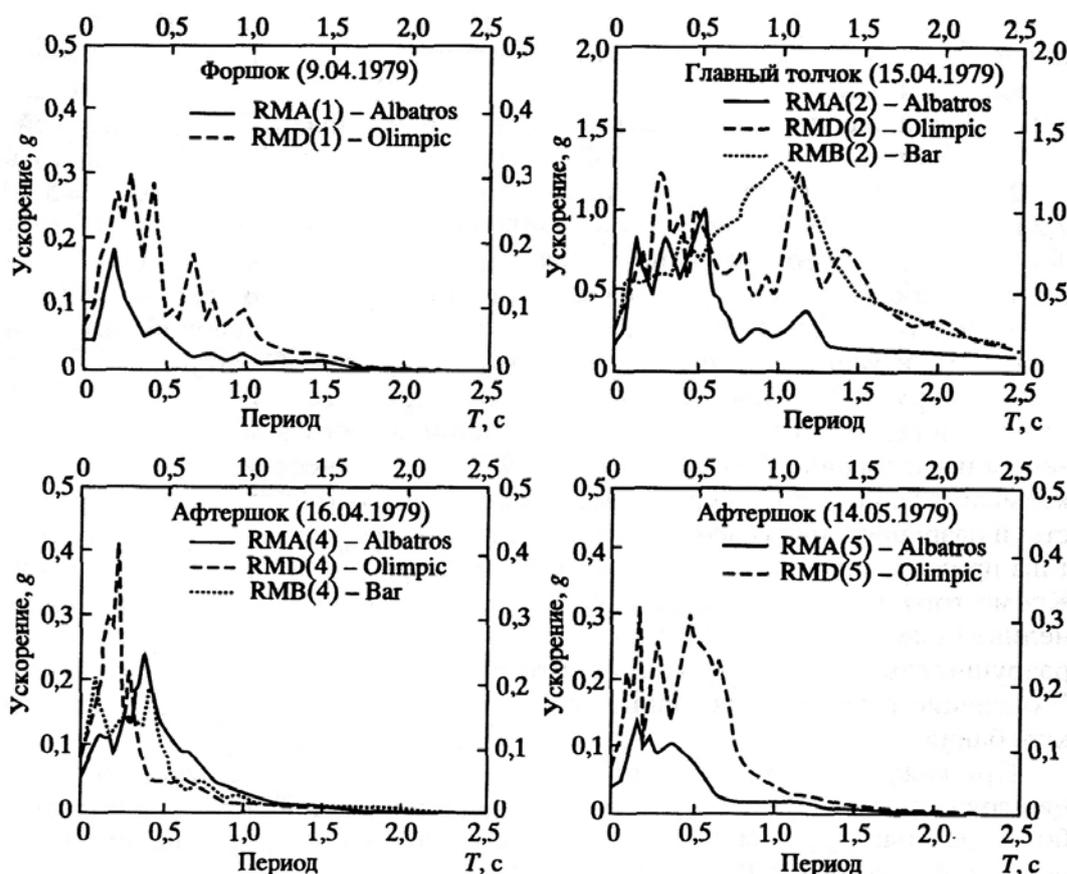
Другими словами, можно ожидать изменение уровня напряженно-деформированного состояния при появлении различия между отношением пиковых ускорений и отношением площадей. Различие не обязательно должно быть значительным. Здесь, более важно само нахождение системы в граничных условиях, например, на границе 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; *Olimpic* – 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-

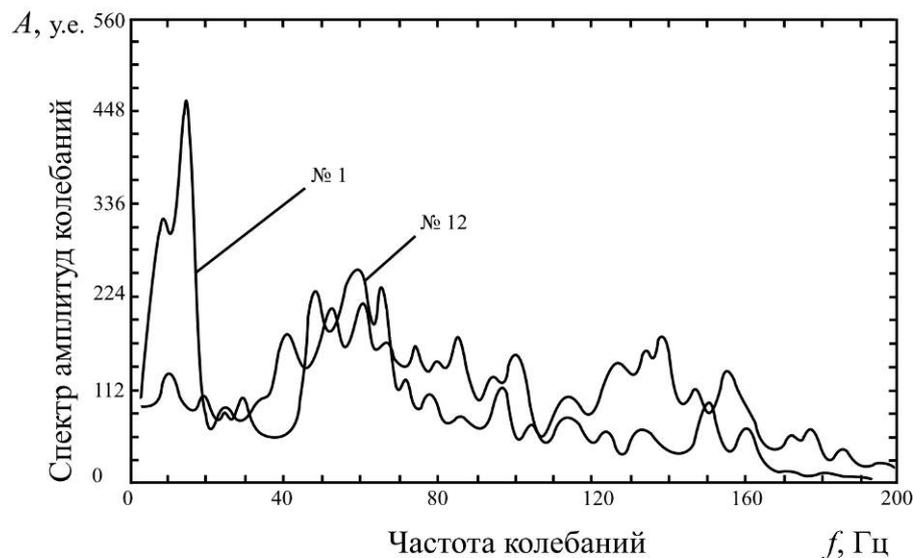


Рис. 4. Спектры колебаний станций на рыхлых и скальных грунтах (Сан Фернандо, 1971)

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.

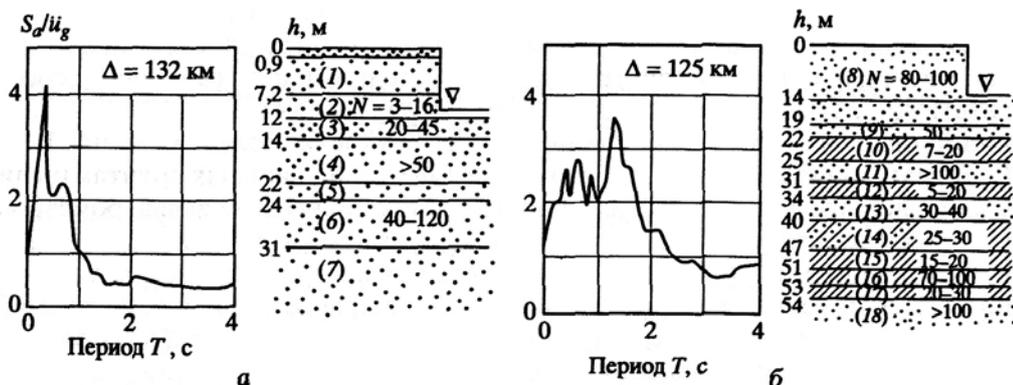


Рис. 5. Зависимость спектров колебаний от грунтовых условий при землетрясении в Вакаса Бей (Япония, 27.03.1963):

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  $300 \text{ см/с}^2$  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

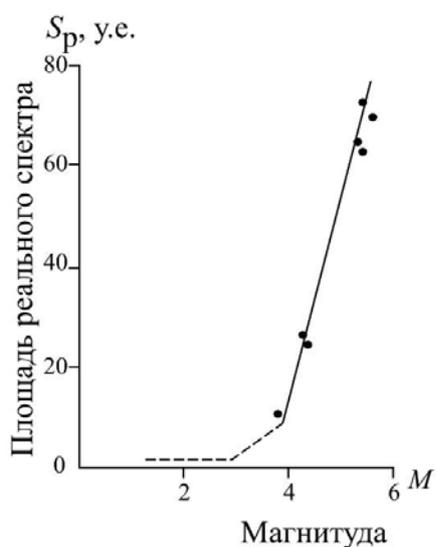


Рис. 6. Зависимость площадей реальных спектров от магнитуды (Эль Центро): а – прогнозируемые – пунктир; б – данные наблюдений – сплошная линия

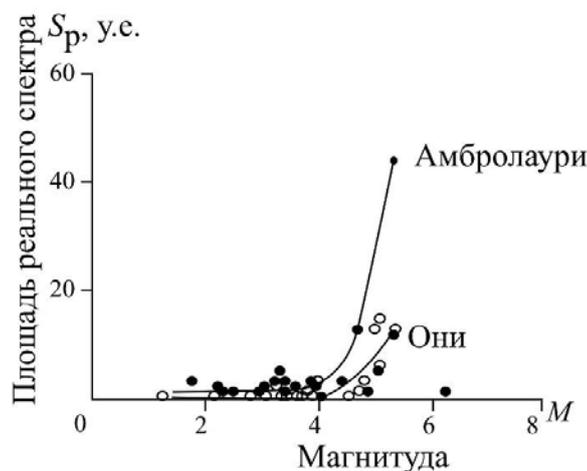


Рис. 7. Зависимость различных показателей от магнитуды а – Амбролаури (рыхлые грунты); б – Они (скальные грунты)

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 обоснованно 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-

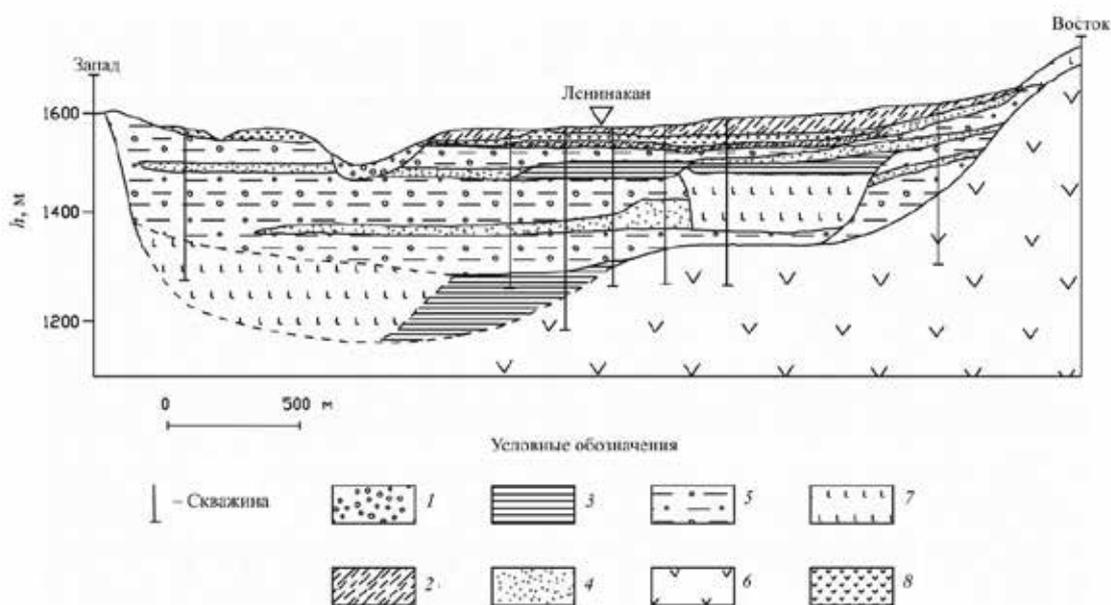


Рис.8. Геологический разрез в районе г. Ленинакан:

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

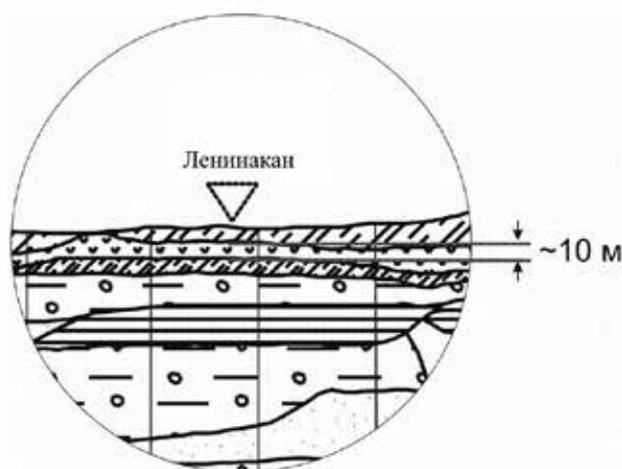


Рис.9. Туфы мощностью 10 м, перекрывающие толщу озерных отложений

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 ( $\Delta I$ ) 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  $10^\circ$ , 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  $10^\circ$  до  $40^\circ$  амплитуды сейсмических колебаний увеличиваются примерно в 2,5 раза.

Известно, что увеличение крутизны склонов от  $40^\circ$  до  $80^\circ$  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.):

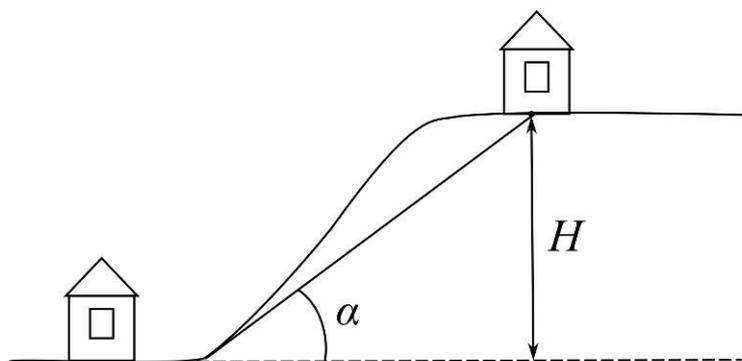
Анализ данных позволил позже И.Л. Габеевой и В.Б. Заалишвили предложить эмпирическую формулу для расчета возможного усиления  $K$  и приращения интенсивности  $\Delta I$ , обусловленных рельефом [Габеева, Заалишвили, 2006]:

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

где  $R = \alpha \times H$  – коэффициент рельефности;  $\alpha$  – 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  $30^\circ$ . Максимальный размер элемента выбран равным 5 м, скорость распространения поперечной волны 300 м/с, плотность  $1800 \text{ кг/м}^3$ . Сейсмическое воздействие задавалось в основание грунтовой толщи в виде инструментальной акселерограммы, моделируя вертикально распространяющуюся SH волну.

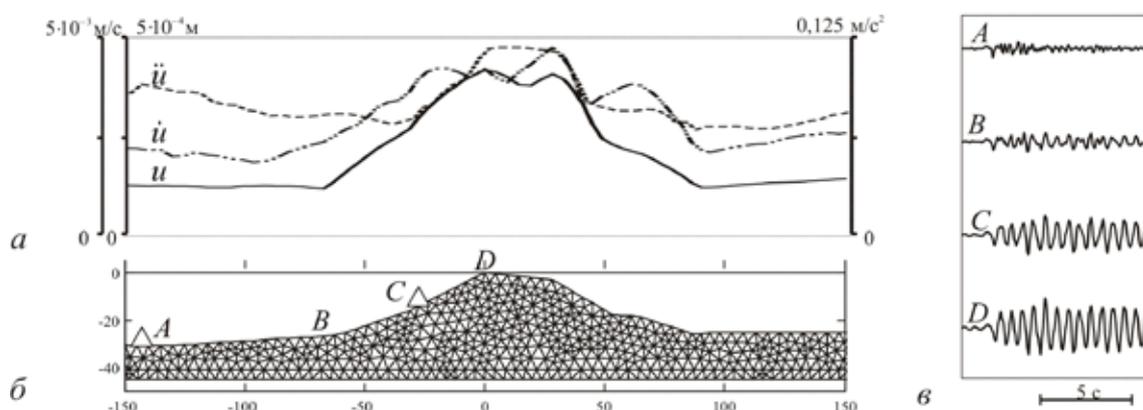


Рис. 11. Пример использования МКЭ:

*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 связки 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 ( $h_{\text{УТВ}}$ ) 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 подобно 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 Гавази 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-

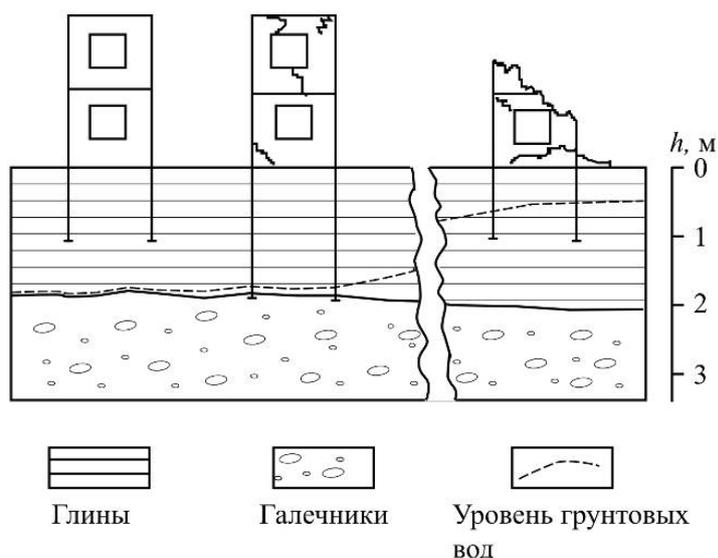


Рис.12. Влияние условий фундирования на уровень сейсмической реакции

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 [Капаи, 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/м<sup>3</sup>, скоростью поперечной волны  $v_S = 1500$  м/с, подстилаемый слоем осадочных отложений с характеристиками:  $H = 300$  м,  $\rho = 1600$  кг/м<sup>3</sup>,  $v_S = 500$  м/с [Бабаян и др., 1974] и для подстилающих коренных пород:  $\rho = 2400$  кг/м<sup>3</sup>,  $v_S = 2000$  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.

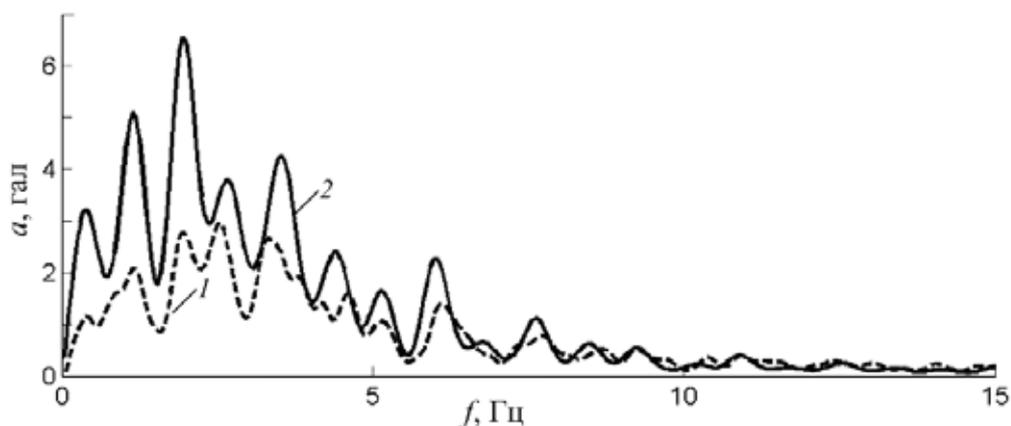


Рис.13. Спектр акселерограммы, рассчитанной способом МОВ (2) и спектр входной акселерограммы (инструментальная запись главного толчка Спитакского землетрясения ст. Гукасян, NS компонента) (1)

### 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 отнесением 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, велосиграны, 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]:

$$\Delta I = 31g \frac{A_{\max i}}{A_{\max \varepsilon}}, \quad (9)$$

где  $A_i$  и  $A_\varepsilon$  – 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 ранее, 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;  $\omega$  – угловая частота;  $t$  – время.

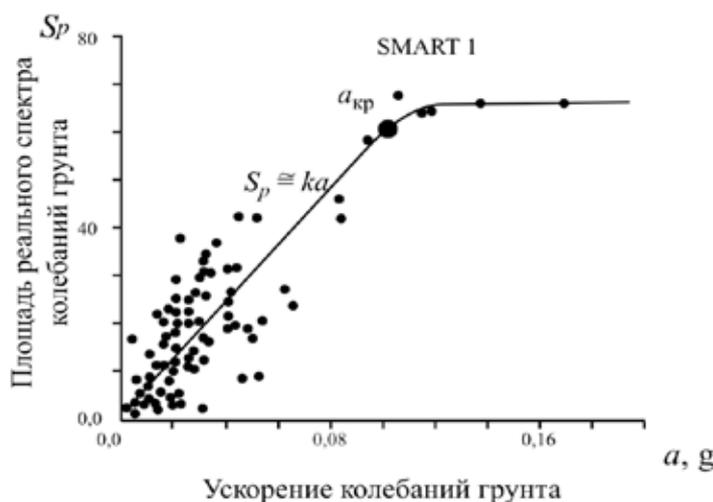


Рис. 14.. Зависимость площади реального спектра колебаний от ускорения (Тайвань)

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 дальнейшее уточнить полученные показатели, потребуется отдельно 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: Эльдorado, 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., Заалишвили В.Б. Анализ колебаний нелинейной поглощаю-

щей грунтовой среды по данным инструментального метода сейсмического микрорайонирования // Труды «I Кавказской международной школы-семинара молодых ученых», Владикавказ, 19-23 октября 2005 г., Владикавказ: ВНИЦ 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. ВНИЦ 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., Розенблют 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 сеймотектонических структур на характер проявления землетрясений. Фрунзе, 1988. 84 с.
49. Уздин А.М. К вопросу о концепции оценки интенсивности сейсмического воздействия. М.: ВНИИНТПИ, №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., 5<sup>th</sup>. 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., Modaressi H. Calcul non lineaire des effets de site en genil paraseismigue // 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. 5<sup>th</sup>. 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 earthquake // *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 Opent 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., Siumita 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 amplification. 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, Dorbrect 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.

## **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.

УДК 550.34.094

## СЕЗОННЫЕ ЦИКЛИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ. АНАЛИЗ НАБЛЮДЕНИЙ ЕИЭМПЗ ПО СЕТИ СТАНЦИЙ СЕВЕРО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

© 2014 Д.Н. Забирченко

ОАО «Кавказгеолсъемка», Россия, 357600, Ставропольский край, г. Ессентуки, ул. Кисловодская, д. 203, kavkazgs@rusgeology.ru  
Центр геофизических исследований ВНЦ РАН и РСО-А, Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: cgi\_ras@mail.ru

В результате анализа многолетних рядов наблюдений за естественным импульсным электромагнитным полем Земли (ЕИЭМПЗ или ЭМИ) по сети из 10 регистраторов, расположенных от Черного до Каспийского моря в пределах сейсмоопасных районов Северо-Кавказского региона, выделены характерные региональные особенности поведения суточных и сезонных вариаций геофизических полей. Отработана методика выделения аномалий с учетом смещения интенсивности сезонного фона.

**Ключевые слова:** сезонные вариации геофизических полей, мониторинг, экзогенные геологические процессы, геологическая среда, Северо-Кавказский регион, сейсмичность, землетрясение, сейсмоактивная зона, магнитуда, гипоцентр, солнечная активность, барические вариации.

Из геофизических показателей сейсмической активизации недр наиболее перспективными представляются наблюдения за импульсным электромагнитным излучением Земли (ЕИМПЗ или ЭМИ). Наблюдения за вариациями ЭМИ, обусловленными сейсмотектонической деятельностью, были начаты вскоре после выхода работ А. А. Воробьева (1970), указавшего на возможность аномальных возмущений перед тектоническими землетрясениями. Первые шаги в организации наблюдений аномальных возмущений ЭМИ были предприняты с 1972 г. самим А. А. Воробьевым и сотрудниками Томского политехнического института в районах Байкала, Камчатки и Средней Азии. Интенсивность ЭМИ измерялась методом скорости счета электромагнитных импульсов, превышающих заданный порог по напряженности импульсного поля, на частотах 12,5 и 23 кГц. Датчиками, как правило, служили свинцовые пластины или заземленные металлические штыри. Проведенные наблюдения позволили отметить следующие особенности в изменении интенсивности ЭМИ перед близкими землетрясениями с  $K=10:1$ ) аномальный ход наблюдается за 3 или менее суток до толчка, 2) максимум интенсивности приходится на 8-40 часов до землетрясения, 3) сейсмические события всегда происходили на спаде интенсивности, 4) интенсивность ЭМИ в максимуме аномального хода в 4-5 раз и более превышает интенсивность регулярных вариаций.

Длительные ряды наблюдений были получены С. С. Хасамеддиновым (1981) при работах на Ташкентском геодинамическом полигоне в 1974-1978 гг. Измерения производились синхронно на двух обсерваториях на частоте 13,5 кГц с чувствительностью приемной аппаратуры порядка 10 мкВ/м. Аномальные вариации ЭМИ наблюдались за несколько суток или часов до землетрясений. Амплитуда аномалий в 1,5-4 раза превышала фоновые значения. Обычно момент землетрясения соответствовал спаду

аномалий ЭМИ до фонового уровня. Аномалии, зарегистрированные по методу счета импульсов, проявлялись более отчетливо, чем зарегистрированные по методу огибающей интенсивности сигнала. Для всех глубокофокусных землетрясений аномальные вариации ЭМИ отсутствовали. Из 12-ти коровых землетрясений с магнитудой  $M=4,5-7,3$ , при которых станции наблюдений находились в зоне их подготовки, аномалии ЭМИ зарегистрированы одновременно обеими станциями лишь в 5 случаях.

Институтом сейсмологии АН Казахстана наблюдения ЭМИ были организованы на Алма-Атинском геодинамическом полигоне в обсерватории Тургень. Здесь в 1979 г. на частоте 35 кГц с помощью магнитной антенны измерялась вертикальная магнитная составляющая ЭМИ. Порог срабатывания канала по регистрации импульсов составляет 5,3 мкА/м ( $6,7 \cdot 10^{-3}$  нТл). Наряду с суточными, наблюдались **сезонные вариации ЭМИ**, имеющие характер двугорбого колебания. *Здесь минимумы излучения приходились на осенние и весенние месяцы, а максимумы – на зимние и летние.* За время наблюдений зарегистрированы случаи аномального возмущения ЭМИ, превышающие в 104-105 раз средний уровень суточных и сезонных вариаций ЭМИ. Были выделены аномалии перед Баканасским землетрясением 25.09.79 г. ( $K=14$ ,  $H=35$  км,  $R=200$  км) и землетрясением 05.07.80 г. на южном склоне хребта Терской-Алатоо ( $K=14$ ,  $H=27$  км,  $R=170$  км). Обе аномалии носили ярко выраженный импульсный характер. Первая возникла за 5 суток до момента толчка, а вторая – почти за 2 месяца. Следует отметить, что обе аномалии исчезли не сразу после землетрясения, а сохранялись еще некоторое время. Периоды интенсификации излучения сменялись периодами затишья.

Институтом физики Земли РАН с 1977 г. широкие исследования ЭМИ в сейсмоактивных районах проводятся в двух направлениях. В первом направлении, возглавляемым Г.А. Соболевым, использовался метод счета импульсов в полосе 0,5-50 кГц. Для исключения влияния помех естественного и искусственного происхождения выбрана низкая чувствительность приемной аппаратуры, порядка 1 В/м. С помощью системы рамочных антенн осуществлялась пеленгация источников излучения, т.е. определялось направление прихода сигналов с точностью до 1 градуса, что позволяло получить информацию о местоположении источников электромагнитного излучения, а также выделить возмущения, обусловленные метеорологическими явлениями. По результатам наблюдений, в Прикарпатье, отмечено увеличение интенсивности ЭМИ в направлении, близком к эпицентру землетрясений в Румынии 04.03.77 г. ( $M=7,5$  и  $5,5$ ,  $H=120$  и  $20$  км,  $R=300$  км).

Во втором направлении работ (руководитель – профессор М.Б. Гохберг) использовалась регистрация огибающей ЭМИ в диапазоне от килогерц до единиц мегагерц при высокой чувствительности приемных устройств (10 мкВ/м). Наблюдения в Дагестане во время Иранского землетрясения 16.09.78 г. ( $M=7,5$ ,  $H=20-25$  км,  $R=1200$  км) за 55 минут до главного толчка отмечено возрастание уровня поля на частотах 27, 385 и 1630 кГц. С окончанием наиболее интенсивной фазы землетрясения уровень сигнала на частотах 27 и 1630 кГц резко уменьшился, а на частоте 385 кГц оставался повышенным еще в течение 6 часов. В этот период произошло 5 афтершоков с  $M=4,7-4,9$ . [2]

По аналогичной методике проводились исследования ЭМИ в Японии в рамках научно-технического сотрудничества ОИФЗ РАН и Токийского университета [1,2]. Для определения местонахождения источника ЭМИ велась синхронная регистрация при наземном и подземном расположении антенн в двух пунктах на расстоянии

30 км друг от друга. Наземные наблюдения велись на магнитную антенну на частоте 81 кГц в обсерватории Сугодойра, а подземные – в тоннеле Хукошим на глубине 60 м на шаровую антенну, фиксирующую электрическую составляющую поля на частотах 5,1-100 и 170 кГц. За трое суток до землетрясений: корового 30.03.80 г. ( $M=4$ ,  $H=40$  км) и глубокофокусного 31.03.80 г. ( $M=5$ ,  $H=480$  км,  $R=250$  км) отмечено аномальное возмущение фона, выражающееся в искажении формы суточной вариации, снижении общего уровня сигнала и появлении более интенсивных и регулярных выбросов, которые имели место до 03.04.80 г. На наземной станции за 30 мин. до глубокофокусного землетрясения зарегистрировано аномальное увеличение интенсивности сигнала на 15 дБ и четкими границами возникновения и окончания, как и при Иранском землетрясении. Отличительной особенностью этих наблюдений является появление предвестника перед глубокофокусным землетрясением. Аномальные возмущения ЭМИ отмечены также на независимом комплекте аппаратуры для регистрации ОНЧ-излучения в диапазоне 200-1500 Гц перед землетрясениями на обсерватории Сучинами вблизи Токио. К 1985 г. аномалии ЭМИ перед землетрясениями в Японии были зарегистрированы еще в 11-ти случаях. Исследования в бывшем СССР по изучению аномальных эффектов ЭМИ перед землетрясениями послужили толчком для постановки работ в этом направлении в других странах. В настоящее время они ведутся в Японии, Китае, США, Франции и Болгарии.

Значительный вклад в изученность данной проблемы внесли работы Ю.П. Малышкова и С.Ю. Малышкова (Томск), являющихся авторами многих статей и патентов, разработчиками используемых в настоящее время на Северном Кавказе аппаратных регистраторов ЕИЭМПЗ типа МГР-01 и ГР-01. В их работах проанализированы многолетние наблюдения естественных импульсных электромагнитных полей Земли в сейсмоактивных районах Прибайкалья, изучены периодические вариации геофизических полей и сейсмичности, показана их возможная связь с движением ядра Земли. В том числе показана несостоятельность общепринятых представлений о возникновении шумовой составляющей ЕИЭМПЗ только в результате грозových атмосферных разрядов. Доказывается, что значительная доля регистрируемых электромагнитных импульсов возникает в земной коре и возбуждается плохо изученными высокостабильными суточными и годовыми ритмами движения коры. По мнению авторов, именно эти виды движения активизируют механоэлектрические преобразования в горных породах, определяют появление ЕИЭМПЗ в диапазоне очень низких частот, суточные и годовые вариации полей. Аргументами в пользу литосферного происхождения многих регистрируемых импульсов являются многогранные связи электромагнитных полей с процессами подготовки землетрясений, их энергией и удаленностью, высокой корреляцией суточных вариаций полей и сейсмической активности региона. Выполнен спектральный анализ многолетних временных рядов естественного импульсного электромагнитного поля Земли и сейсмичности на примере Прибайкалья. Результаты анализа сравниваются с известными спектральными характеристиками приливных волн Луны и Солнца. Делается вывод о вероятном отсутствии прямой связи обнаруженных ритмов с гравитационным воздействием [3,4].

В настоящее время исследования вариаций естественного электромагнитного излучения ЕИЭМПЗ (ЭМИ) на Северном Кавказе проводятся в непрерывном режиме по региональной сети из 10 станций (рис. 1) [5,6]. Регистрация ведется посредством трех типов оборудования: программно-аппаратного комплекса «Alarm-

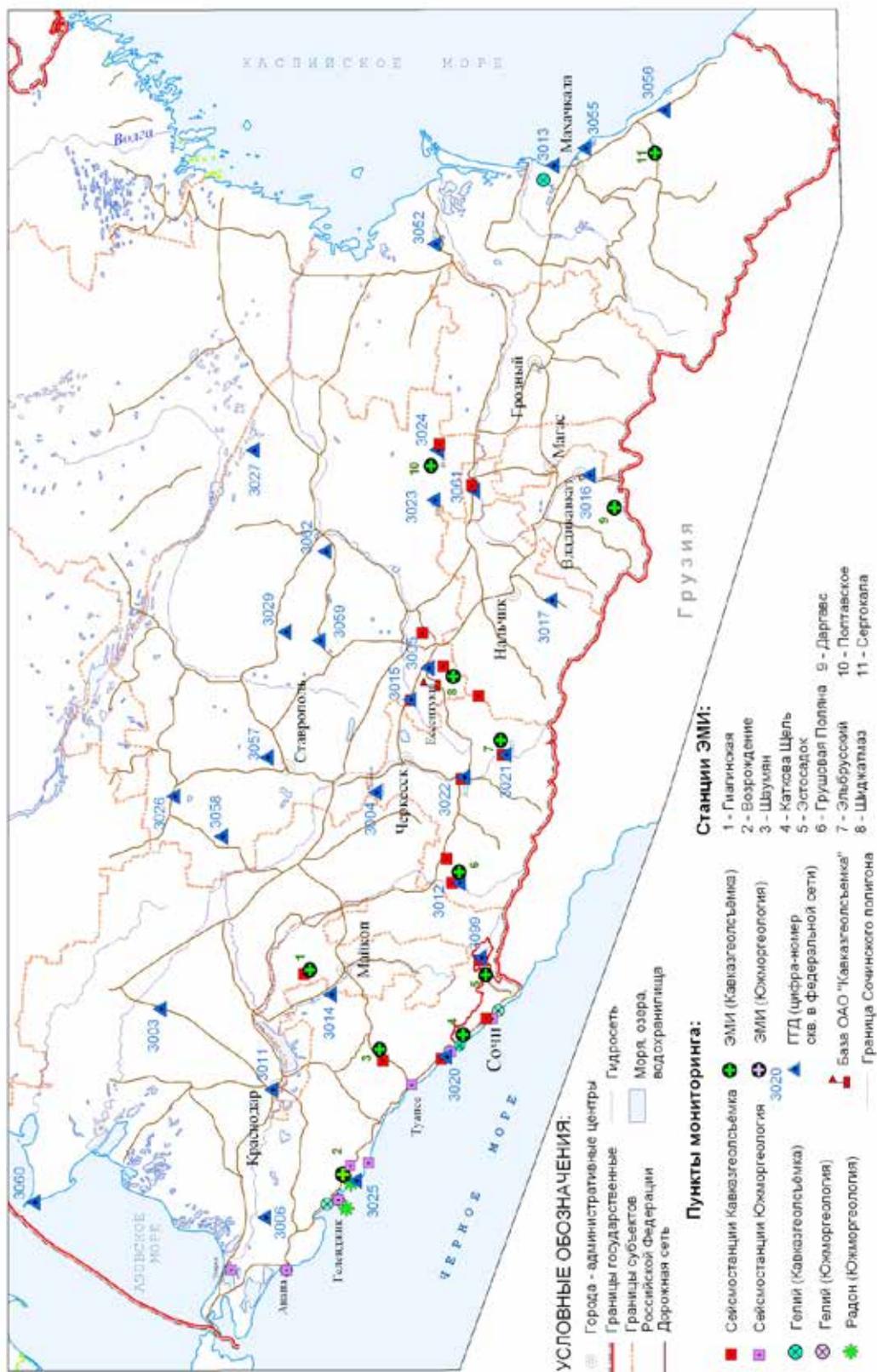


Рис. 1. Схема расположения пунктов сети мониторинга ГТД и геофизических полей Северо-Кавказского региона.

seismo», многоканальных регистраторов «МГР-01М», одноканальных регистраторов с регулируемой резонансной частотой «ГР-01». В течение всего периода работ автором дорабатывалась методика обработки данных регистраторов ЭМИ при помощи самостоятельно разработанной информационно-аналитической системы ИС «ГГД-Комплекс». Параллельно с этим были пересмотрены критерии настройки чувствительности аппаратуры, коэффициентов усиления и порогов применительно к каждому конкретному типу оборудования. В частности, мы пришли к выводу, что с учетом сезонных вариаций среднего значения интенсивности ЭМИ, оптимальным для отстройки чувствительности является период апрель-август. В это время можно подобрать коэффициент усиления, который позволит снять нижнюю (летнюю) часть динамического диапазона и не выйти в режим переусиления и отсечки в активный осенне-зимний период.

Однако, ввиду различных условий на пунктах регистрации ЭМИ с точки зрения геологии и тектоники, с учетом влияния техногенных факторов, настройка чувствительности аппаратуры происходит таким образом, чтобы в асейсмичный период на обработанных специальными программными фильтрами графиках четко прослеживалось наличие выраженных суточных вариаций количества импульсов ЭМИ. Таким образом, фоновые суточные вариации могут быть ярко выражены как на интенсивности до 100 импульсов за 10 минут, так и на интенсивности до 10000 имп/10 мин. В процессе обработки данных, после применения селективных фильтров, для нивелирования суточных вариаций и выделения аномалий используется построение сглаженной кривой методом скользящего среднего с шириной окна 24 часа. Далее, для сопоставления графиков разных по значениям интенсивности станций, ряды нормируются на среднее фоновое значение в интервале построения (моду).

На рис. 2. приведен характерный пример суточных вариаций и выделения аномалий по трем различным частотным каналам регистратора «Алярм-Сейсмо-03» по станции Эльбрусский.

Как видно из данного примера, при верной настройке аппаратной части, вариации ЭМИ по всем трем частотным каналам практически идентичны. Причем большей чувствительностью традиционно обладает канал 1-3 кГц. Этот пример, подтвержденный неоднократно на различных станциях и в разные сезоны, однозначно убеждает нас в допустимости использования только одного частотного диапазона при мониторинге ЭМИ. Причем, в зависимости от геологических и технических условий расположения пункта, значение базовой частоты регистрации можно изменять в небольших пределах. Данный вывод послужил основанием для приобретения нового типа регистраторов ЭМИ – одноканального регистратора ГР-01 с телеметрией и регулируемой опорной частотой, что почти вдвое позволило снизить затраты на оборудование сети.

В связи с тем, что аномальные проявления ЭМИ фиксируются краткосрочно – за несколько суток до землетрясения – эта особенность реакции ЭМИ использовалась для уточнения стадии развития сейсмогеодинамического процесса и степени сейсмической опасности. Как и в работах авторов, указанных в первой части статьи, аномально высокая электромагнитная эмиссия регистрируется на последней фазе подготовки землетрясения, когда уже начался практически необратимый процесс разрушения горных пород, что подтверждается и результатами наблюдений. Так, наиболее четкие и контрастные всплески ЭМИ в связи с сейсмической активностью прослеживались по пунктам высокогорной части региона в низкочастотном диапазоне: Даргавс (до 65000 имп/10 мин продолжительностью около 8 час и 16

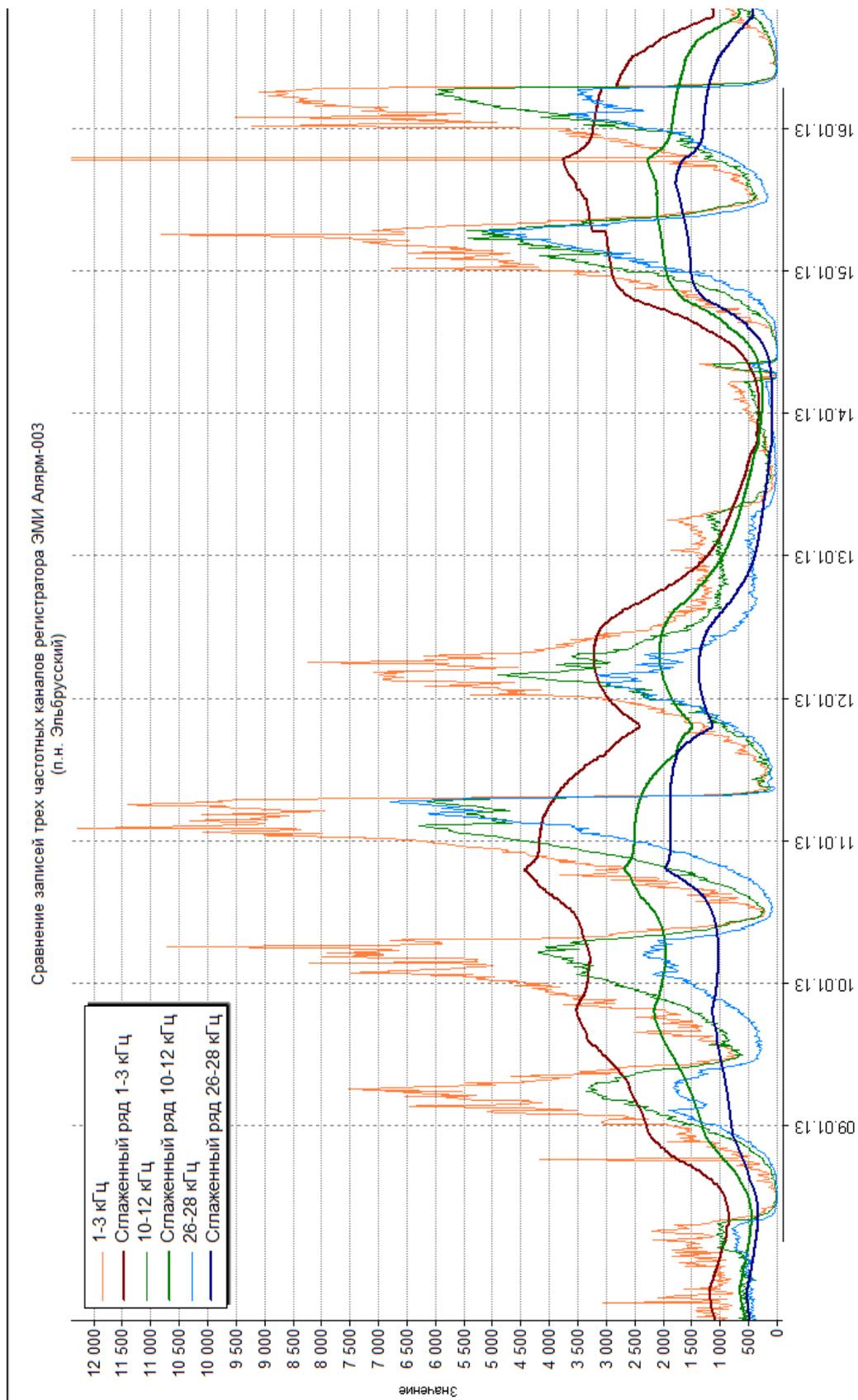


Рис. 2. Пример суточных вариаций и выделения аномалий по трем различным частотным каналам регистратора «Алярм-Сейсмо-03» по станции Эльбрусский.

час) и новый Эльбрусский (порядка 25000 имп/10 мин продолжительностью до суток) с заблаговременностью проявления аномалий от 0,5 до 11 суток.

Следует отметить, что аномальные повышения интенсивности импульсов ЭМИ в период подготовки сейсмических событий в данном случае носят ярко выраженный региональный характер, о чем свидетельствуют практически синхронные и схожие по форме аномалии по восточным, центральным и западным станциям. При дальнейшем более детальном анализе поведения аномалий возможно будет установлена зависимость направления распространения аномалии (по времени «вступления») от предполагаемого района подготовки землетрясения с учетом особенностей тектонического строения региона. На рис. 3. показана аномальная активность ЭМИ по всем станциям от Черного моря (станции Сочинского полигона) до Каспийского моря (Сергокала, Дагестанский полигон) в сопоставлении с сейсмичностью в радиусе 300 км от ст. Эстосадок. Значительное повышение уровня фона и наложенных на него аномалий наблюдалось на всей территории с начала ноября 2012 года и по первые числа мая 2013 г. В этот период наблюдается повышение сейсмической активности региона с возникновением трех очаговых зон: в акватории Черного моря, в приграничной зоне Дагестан-Азербайджан и в горной части Чеченской республики. Также следует отметить три ощутимых землетрясения магнитудой более 4-5,4 в районе Тебердинского поднятия.

В более детальном примере на рис. 4. показаны синхронные аномалии, предшествовавшие возникновению Сухумской очаговой зоны в акватории Черного моря. На графике показаны только сейсмические события магнитудой выше 4. Основное событие произошло 23 декабря 2012 года. Затухающая активность очага продолжалась по май 2013 года и практически отсутствует по настоящее время (за редким исключением). Пик возникновения афтершоков пришелся на первую декаду после основного события. Число афтершоков магнитудой выше 4 достигло 10.

Рис. 5. демонстрирует четко выраженную сезонную цикличность изменения интенсивности ЭМИ по трем пунктам наблюдения – Эстосадок, Эльбрусский и Даргавс. Эта закономерность прослеживается и в данных с остальных регистраторов региональной сети. *Нарастание среднесуточного значения количества импульсов начинается в октябре-ноябре и продолжается до мая, достигая максимума в январе-феврале, сезонный минимум приходится на летние месяцы.* Заметны также промежуточные локальные максимумы в марте-апреле. При этом характерная форма суточных вариаций сохраняется. В связи с этой особенностью сезонного смещения фона, приходится использовать плавающий коэффициент нормирования при выделении аномалий.

Сопоставление многолетних графиков сезонных вариаций ЭМИ с графиком солнечной активности (синяя пунктирная линия) и сглаженной кривой среднемесячных значений чисел Вольфа (жирная синяя пунктирная линия) на первый взгляд не позволяет визуально выделить заметную взаимосвязь указанных процессов. Однако этот факт следует проверить путем обработки спектральных форм сигналов. В то же время анализ среднемесячных барических вариаций по центральной части Северного Кавказа за период наблюдений 2011-2014 гг. в сопоставлении с графиком солнечной активности (рис.6) показывает наличие корреляционной зависимости. В настоящее время ведется работа по количественной оценке корреляции многолетних рядов наблюдений геофизических полей и барических вариаций.

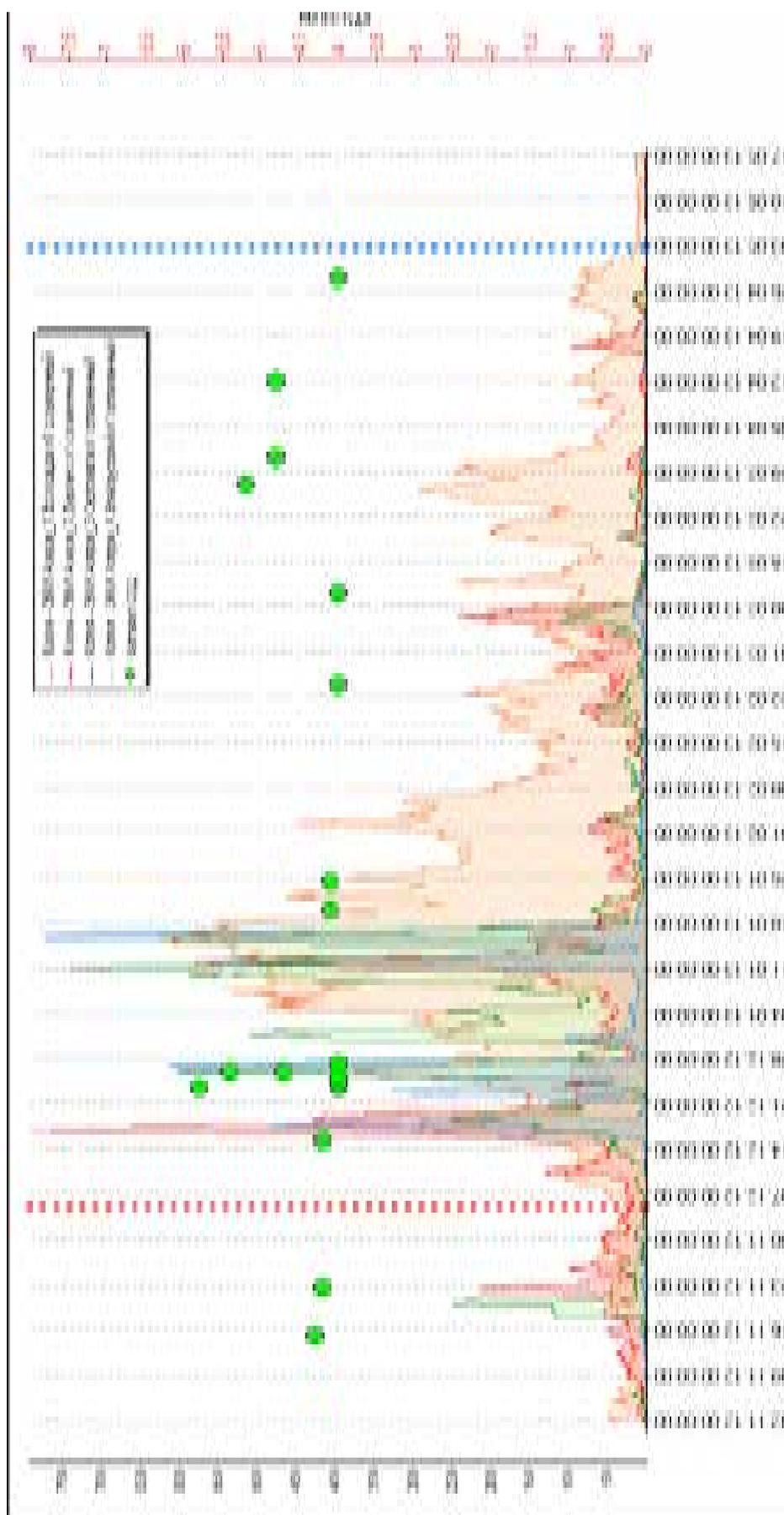


Рис. 3. Комплексный график ЭМИ по четырем станциям в период зимне-весенней сейсмической активности.

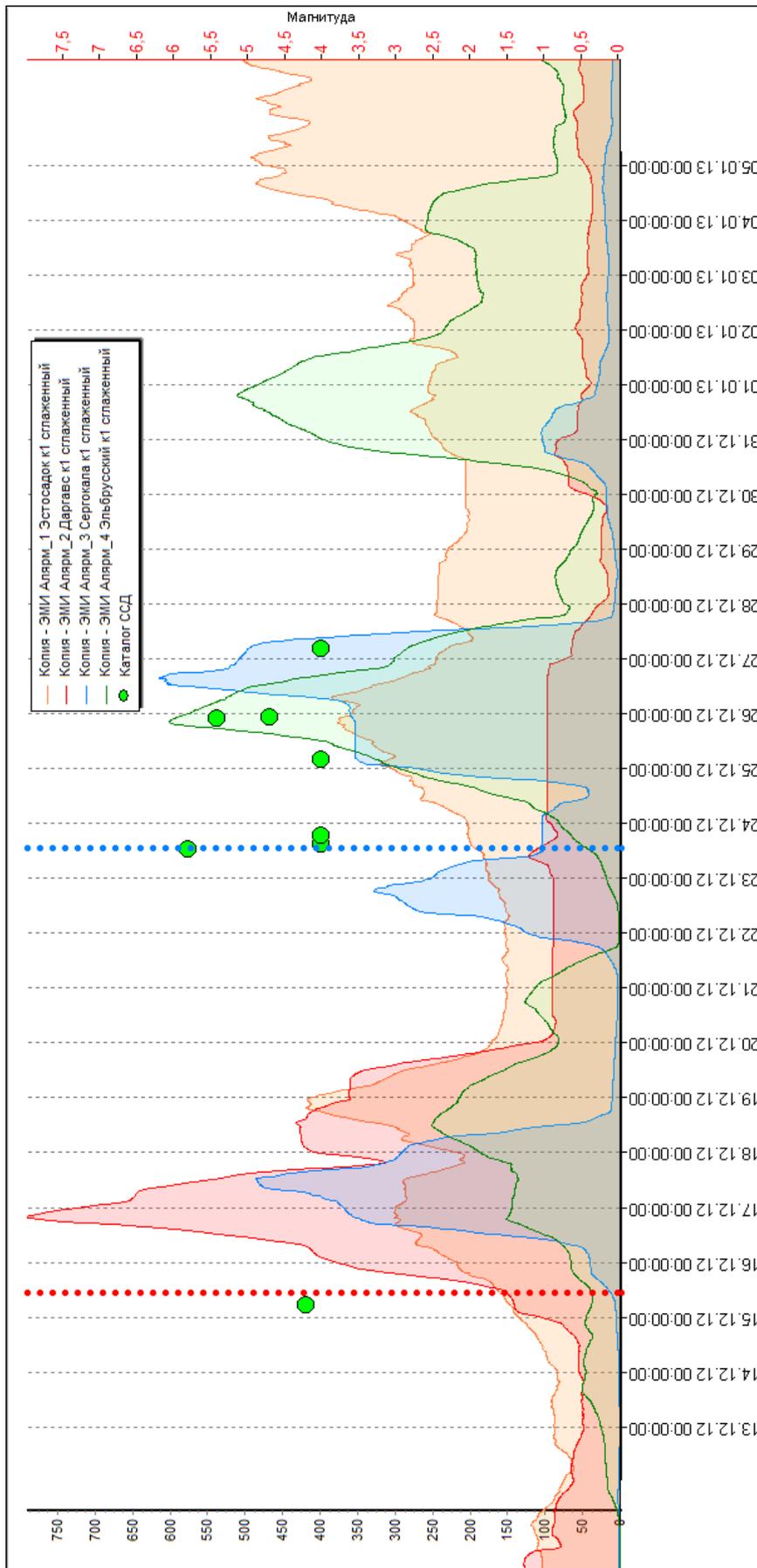


Рис. 4. Синхронные региональные аномалии ЭМИ по четырем станциям перед возникновением Сухумского очага и в период максимальной по магнитуде афтершоковой активности.

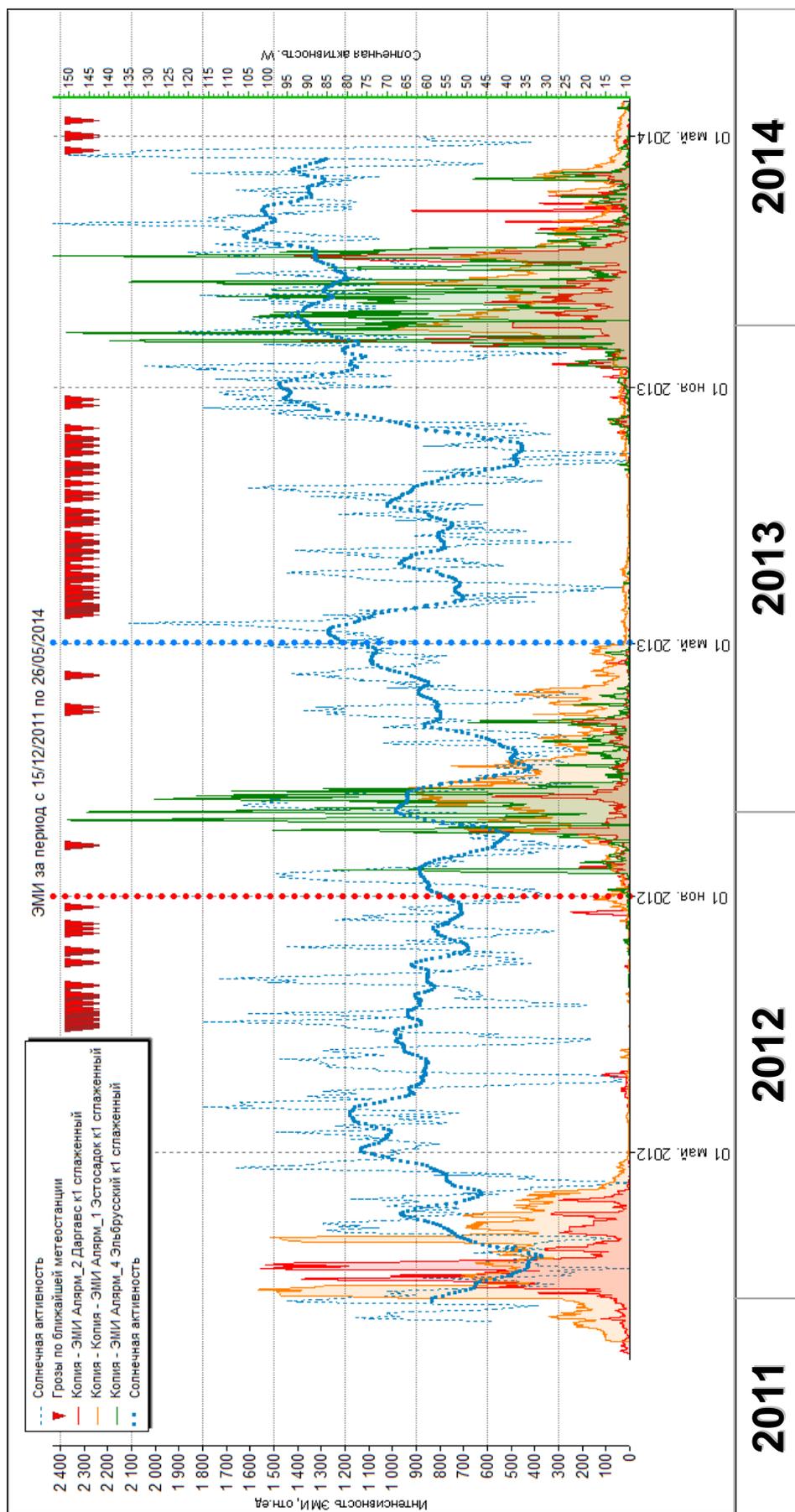


Рис. 5. Устойчивые сезонные вариации интенсивности импульсов ЭМИ за период наблюдений 2011-2014 гг. в сопоставлении с графиком солнечной активности (числа Вольфа) и атмосферной грозовой активностью.

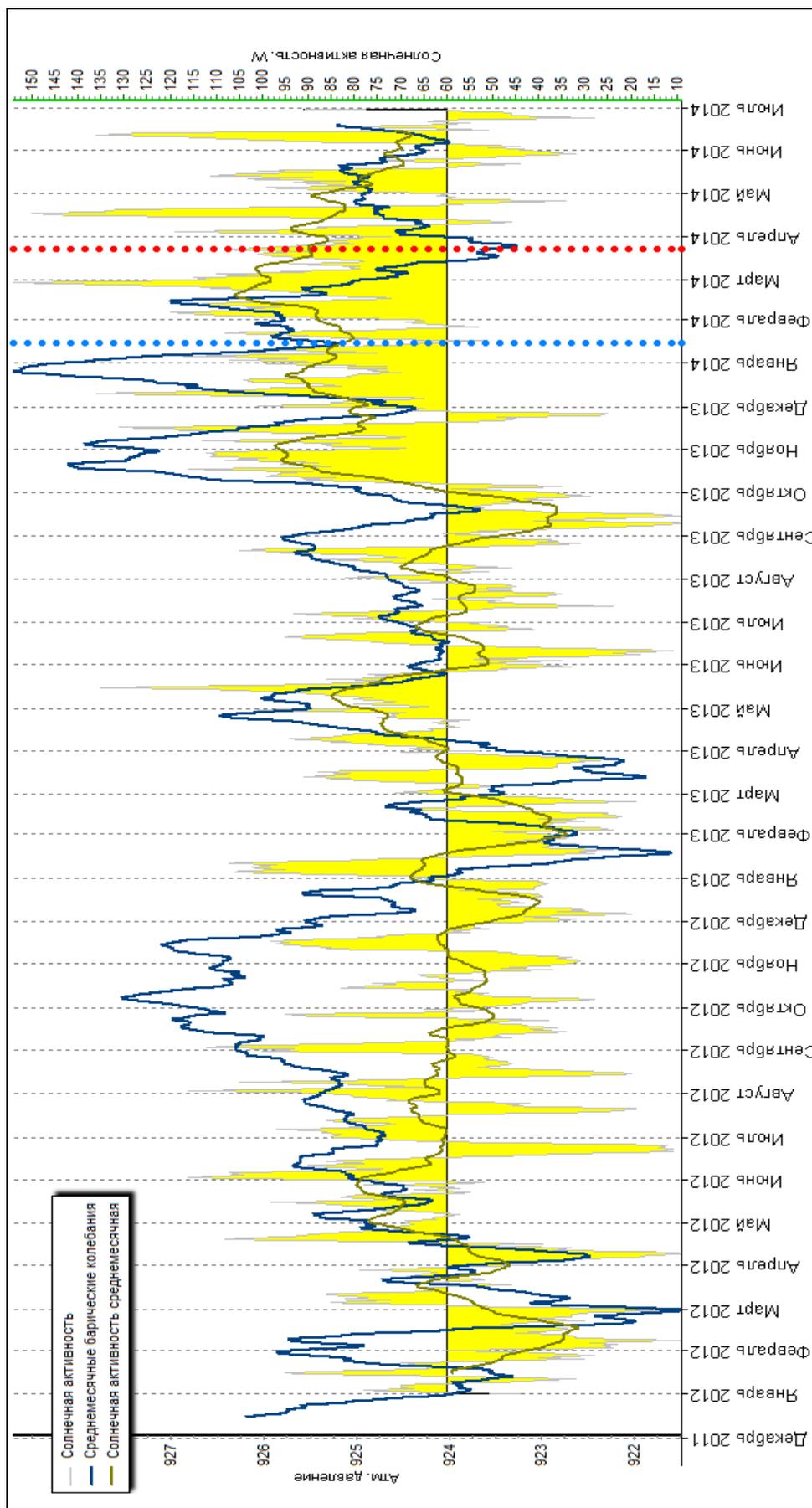


Рис. 6. Сопоставление среднемесячных барических вариаций по центральной части Северного кавказа за период наблюдений 2011-2014 гг. в сопоставлении с графиком солнечной активности (числа Вольфа).

## Литература

1. Гохберг М.Б., Ешино Т., Моргунов В.А., Огава Т. Результаты регистрации оперативного электромагнитного предвестника землетрясений в Японии. (Известия АН СССР), «Физика Земли», т. 2, с. 85-87, 1982.
2. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А. Сейсмозлектромагнитные явления. М.: Наука, 1988.
3. Малышков Ю.П., Малышков С.Ю. Периодические вариации геофизических полей и сейсмичности, их возможная связь с движением ядра земли» Геология и геофизика», 2009, т. 50, N2, с. 152-172.
4. Малышков Ю.П., Малышков С.Ю. Суточные ритмы движения земной коры и их роль в подготовке землетрясений // Институт оптического мониторинга СО РАН, г. Томск. – 2009.
5. Шемпелев А.Г., Забирченко Д.Н., Здоров А.Г., Куренков В.Н. ЭМИ Дагестанского полигона // Материалы десятых ежегодных чтений им. В.В. Федынского 27-29 февраля 2008 года. Москва, 2008. – С. 46-47.
6. Шемпелев А.Г., Забирченко Д.Н. Суточные вариации электромагнитного поля Земли. //Материалы совещания «Информационные технологии и системы (наука и практика)», Владикавказ, ВНЦ РАН и РСО-А, 2009. С. 307-309.

## SEASONAL CYCLIC VARIATIONS IN THE GEOPHYSICAL FIELDS. ANALYSIS OF OBSERVATIONS EIEMPZ ON THE STATIONS NETWORK OF THE NORTH-CAUCASIAN REGION

Zabirchenko D.N.

ОАО «Kavkazgeolsiomka, 357600, 203, Kislovodskaya str., Essentuki, Stavropolskyi krai, Russia, kavkazgs@rusgeology.ru  
Center of geophysical investigations RAS and RNO, 93a, Markov str., Vladikavkaz, Russia, e-mail: cgi\_ras@mail.ru

An analysis of long-term series of observations of the natural pulsed electromagnetic field of the Earth in a network of 10 registrars, located on the Black Sea to the Caspian Sea within the seismic areas of the North Caucasus region, marked characteristic regional features of the behavior of diurnal and seasonal variations of geophysical fields. Developed a method for detecting anomalies with the offset intensity seasonal background.

**Keywords:** seasonal variations of geophysical fields, monitoring, exogenous geological processes, geological environment, the North Caucasus region, seismic, earthquake, seismic zone, magnitude, hypocenter, solar activity, pressure variation.

УДК 627.51; 550.334; 556

## СЕЙСМО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

© 2014 Ш.Г. Идармачев, д.ф.-м.н., М.М. Алиев, к.ф.-м.н.,  
А.Г. Магомедов, И.Ш. Идармачев

ФГБУН Институт геологии Дагестанского научного центра РАН, Россия, 367030,  
г. Махачкала, ул. Ярагского, д. 75. E-mail: idarmachev@yandex.ru

В работе рассмотрены современная сейсмичность и возможные геодинамические модели сжатия осадочной толщи Южно-Каспийской впадины, которые позволяют объяснить феномен резкого изменения уровня Каспия.

**Ключевые слова:** сильные землетрясения, осадочный чехол, деформация пород.

### Введение

Каспийское море является самым крупным континентальным водным бассейном Земли, обладающим основными чертами геологии дна мирового океана. Поэтому изолированность Каспийского моря приводила к значительным изменениям его уровня: так, например, по археологическим и другим данным за последние 500-700 тыс. лет уровень менялся от  $-140$  до  $+50$  м по БС (Балтийская система высот), т. е. амплитуда колебания уровня достигала до 190 м [Дадашев и др., 2013]. Со временем амплитуды колебаний уменьшились – например, в голоцене последние 10 тыс. лет понижение уровня составило  $-50$  мБС. За последние 2 тыс. лет уровень повысился на 7 м. С тех пор как начали проводить систематические измерения уровня воды с 1840 по 2010 гг. максимальная амплитуда изменения составляет  $3 \pm 0.5$  м. Внутри данного периода наблюдается резкое уменьшение уровня, начиная с 1930 по 1977 гг., а затем также резко увеличивается с 1977 по 1995 гг.

Понимая, что основным фактором изменения уровня Каспийского моря является баланс приходной и расходной части, этой проблемой заинтересовались и геологи [Антипов и др., 1996; Артюшков, 2007]. По мнению [Артюшков, 2007] образование глубоководной впадины Южного Каспия началось с образования более плотных частей земной коры (эклогит), которая начала погружаться в мантию, с последующим образованием осадочной толщи с мощностью 20-25 км. Согласно [Леонов, Волож, 2004] существенное влияние на эволюцию осадочных бассейнов оказывает образование, состав и движение геофлюидов, в основном подземных седиментационных вод, являющихся главным агентом переноса и перераспределения вещества и тепла в осадочных бассейнах.

Подземные воды осадочных бассейнов, по типам связей между жидкой и твердой фазами, подразделяются на свободные и химически связанные. По данным, приведенным в работе [Зверев, Костикова, 2013] в осадочной толще Каспийского бассейна содержится  $11,9 \times 10^{20}$  г химически и физически связанных и свободных подземных вод, из которых на последние приходится почти  $7,4 \times 10^{20}$  г, что практически на порядок превышает массу воды Каспийского моря ( $0,78 \times 10^{20}$  г). Основная

масса этих вод ( $5,3 \times 10^{20}$  г) сосредоточена в Южной впадине Каспия, максимальная глубина которой составляет 1200 м.

Отдельные авторы [Леонов и др., 1998] считают, что значительные колебания уровня Каспия связаны с активизацией тектонических напряжений, например, под действием горизонтальных сжатий часть подземных вод, содержащихся в осадочной толще, может выделиться и поступать в Каспийское море. Согласно [Зверев, Костикова, 2013] для среднего подъема уровня Каспия на 0,25 м необходимо лишь  $0,1 \times 10^{18}$  г, что более чем на три порядка меньше массы физически связанных и свободных вод, содержащихся в осадочном чехле Южной части Каспия. Однако данная теория позволяет объяснить только повышение уровня в результате поступления воды из осадочного чехла, но допустить возможность обратного процесса, связанного с резким понижением уровня Каспия, механизмом растяжения осадочной толщи не представляется возможным.

Как известно активизация тектонических напряжений в регионе тесно связана с сейсмическим режимом [Уломов и др., 1999; Алиев и др., 2014], поэтому представляется интересным рассмотреть некоторые аспекты, связанные с сейсмичностью территории Каспия и прилегающих к нему районов.

### Материалы и обсуждение результатов

На (рис. 1) представлена карта эпицентров землетрясений с магнитудами  $M \geq 3,5$ , произошедших в Каспийском регионе за последние 5 лет, полученная по данным Американской системы глобального сейсмического мониторинга [<http://www.iris.edu/seismon/>].

На нее нанесены некоторые элементы из работы [Уломов и др., 1999], согласно которым стрелками показаны направления движения Восточной части Кавказской геологической структуры и Иранской плиты на Северо-восток. В этих условиях территория, занимающая Каспийским морем, оказывается зажатой между Скифско-Туранской эпигерциальной платформой и Иранской плитой. Наиболее интересной является зона, простирающаяся вдоль Большого Кавказа, Центрального Каспия и Копетдага. Как видно на (рис.1) в этой зоне основная масса эпицентров сосредоточена на Северо-Восточном склоне Кавказа. Большинство очагов землетрясений имеет глубину до 30 км, отдельные из них достигают глубины 70-150 км. Относительно большее количество более глубоких землетрясений сосредоточено в центральной части Каспия.

Согласно геодинамической модели [Уломов и др., 1999] литосфера Южного Каспия погружается под Скифско-Туранскую плиту, что вызывает накопление упругих напряжений, а землетрясения способствуют их релаксации. Следует также отметить некую особенность распределения эпицентров землетрясений для Южного Каспия. В основном очаги расположены по береговой части, образуя здесь кольцевую структуру. Центральная часть Южного Каспия характеризуется асейсмичностью.

Механизм расположения очагов землетрясений вдоль береговой зоны Южного Каспия может быть связан с тем, что здесь сосредоточена основная масса воды Каспийского моря. Давление, оказываемое весом воды на дно, вызывает его прогибание, при этом максимальные касательные напряжения в земной коре концентрируются на краях водной нагрузки.

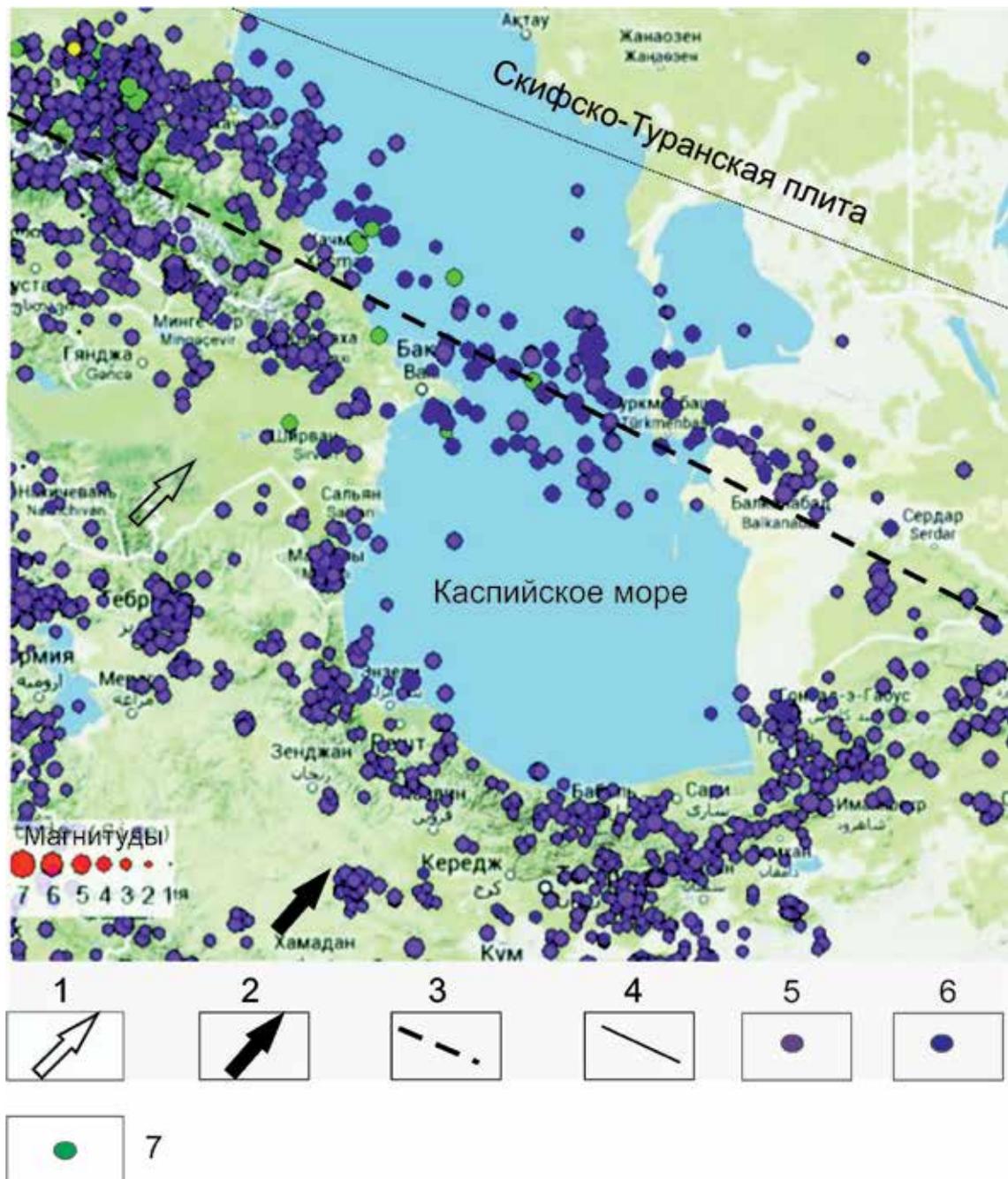


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Каспийского региона за период 2008-2010 гг.: 1 – направление движения Восточного Кавказа; 2 – то же территории Ирана; 3 – зона Большого Кавказа, Центрального Каспия и Копетдага; 4 – граница Скифско-Туранской платформы; 5 – эпицентры землетрясений глубинами до 30 км; 6 – то же от 30 до 70 км; 7 – то же от 70 до 150 км

Давление Иранской плиты в направлении юго-восток приводит к деформации пород в ослабленных трещинных зонах на краях водной нагрузки, что и определяет здесь повышенный фон сейсмической активности относительно центральной части.

Асейсмичность центральной части Южного Каспия характеризует ее монолитность, при этом давление, оказываемое Иранской плитой, заставляет ее деформироваться. При горизонтальном сжатии осадочного чехла происходит его расширение по вертикали, вызывая поднятие дна Каспийского моря. При достижении упругих

напряжений в земной коре пределов прочности по контуру Южно-Каспийской впадины происходит релаксация напряжений, которая сопровождается увеличением сейсмической активности, в том числе и в субдукционной зоне Среднего Каспия.

На (рис. 2) показано изменение уровня Каспийского моря за период 1840-2010 гг. взятое из работы [Дадашев и др., 2013]. На нем стрелками отмечены времена сильнейших землетрясений с магнитудами  $M \geq 6.5$ , происшедшие в Каспийском регионе и на Кавказе, взятые из работ [Гвишиани и др., 2013]. На данном рисунке видно, что в период резкого повышения уровня воды на 2.5 м совпадает с увеличением числа сильных землетрясений.



Рис. 2. График уровня моря и сильных землетрясений с магнитудами  $M=6.5-8.0$  в Каспийском регионе за период 1838-2010 гг.

По мнению [Уломов и др., 1999] изменение уровня Каспийского моря имеет связь с современными тектоническими движениями и региональной сейсмичностью. Согласно предложенной им геодинамической модели, сейсмической активизации предшествует изгиб дна Южно-Каспийской впадины и появление «избытка» воды в море. И, наоборот, после крупных землетрясений и погружения соответствующих участков земной коры в зоне субдукции Центрального Каспия следует общий спад его водной поверхности. Действительно из (рис. 2) следует, что после катастрофического землетрясения  $M=7.9$ , которое произошло на восточном побережье Каспия, вначале наблюдается резкое снижение уровня на 1.8 м, а затем медленно продолжает падать еще на 1.2 м.

Отдельные исследователи Кавказского региона предлагают следующую модель тектонических движений плит (рис. 3). Аравийская плита, двигаясь на Север, оказывает давление на Турецкую и Иранскую плиты, которые в свою очередь давят на Кавказ. По данным векторным GPS картам [Шевченко и др., 1999] Северный Иран и Закавказье перемещаются на Северо-восток со средней скоростью в год 15-20 мм. Из этого можно сделать вывод о том, что бассейн Каспийского моря также испытывает последствия такого движения плит, при этом, оказавшись зажатым между Скифско-Туранской платформой, Кавказом и Иранской плитой будет деформироваться как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях.

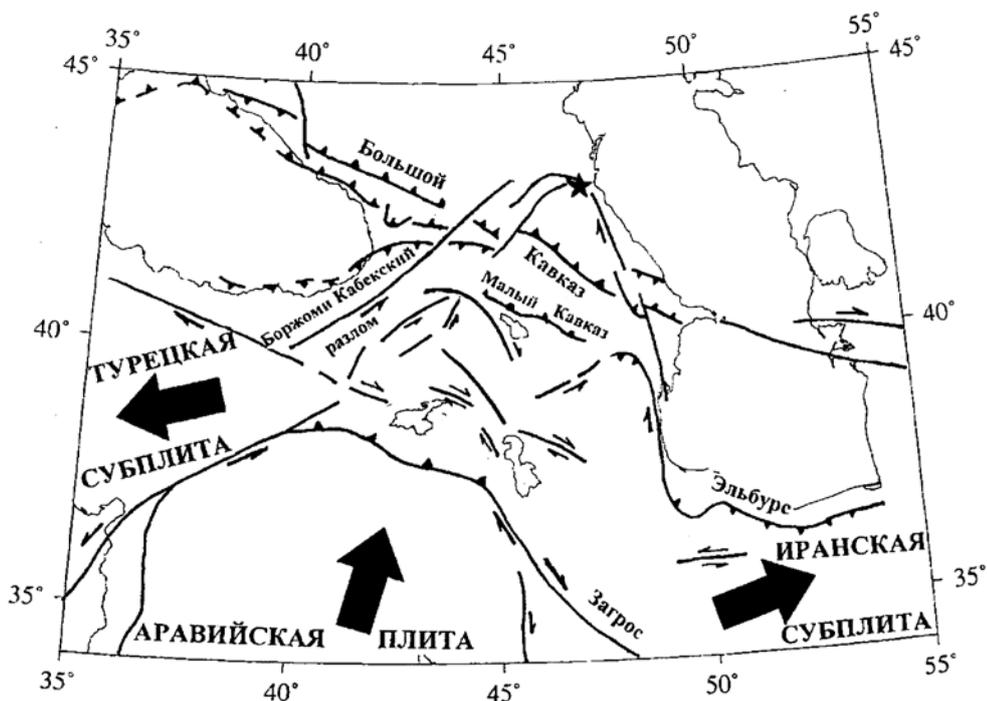


Рис. 3. Геодинамическая схема движения Аравийской, Иранской и Турецкой плит

Оценки, сделанные В.И. Уломовым [Уломов и др., 1999] для модели сжатия земной коры, где не учитываются упругие свойства пород, т.е. рассматривается чисто геометрическая модель, показали, что сжатие осадочной толщи Южно-Каспийской впадины в горизонтальном направлении на 0.01 м приводит к поднятию дна, примерно, на 10 м.

Нами была рассмотрена другая модель сжатия осадочной толщи Южного Каспия с учетом упругих параметров горных пород, за период 1978-1995 гг., когда наблюдалось резкое увеличение уровня воды в Каспийском море. Упрощенная модель расчета представляет собой прямоугольник с длиной  $l=400$  км и шириной  $h=20$  км. Ширина его соответствует толщине осадочного чехла бассейна Южного Каспия, а длина – протяженности по направлению Запад-Восток. Для численных расчетов использовалась формула для определения коэффициента Пуассона

$$\mu = \frac{\Delta h}{h} \bigg/ \frac{\Delta l}{l}, \quad (1)$$

где  $\Delta h/h$  – относительная деформация поперек образца;  $\Delta l/l$  – относительная деформация вдоль образца. По формуле (1) находим абсолютное значение деформационного расширения образца. Для нашего случая это будет равно утолщению осадочного чехла, т.е. поднятию дна Южного Каспия.

$$\Delta h = \frac{\mu \cdot \Delta l \cdot h}{l}. \quad (2)$$

Для осадочных пород величина  $\mu$  находится в пределах 0.2-0.4. Считая скорость сжатия осадочного чехла Южного Каспия равной 20 мм/год, определяем суммарную величину сжатия за период 1978-1995 гг. ( $20 \times 18 = 360$  мм, или 0.36 м). Подставляя в формулу (2) численные значения:  $\mu=0.2-0.4$ ,  $\Delta l=0.36$  м,  $l=400000$  м,  $h=20000$  м получаем  $\Delta h=0.0036-0.0072$  м. Сделанные оценки показывают, что модель горизон-

тального упругого сжатия осадочного чехла Южного Каспия по закону Пуассона не может объяснить феномен резкого подъема уровня Каспийского моря в результате тектонических деформаций земной коры в данном регионе.

Рассмотрим еще одну возможную модель сжатия осадочного чехла, основанную на данных лабораторных исследований по деформированию и разрушению образцов горных пород. В основе данной модели лежит известный эффект увеличения объема пород в процессе сдвиговой деформации – дилатансионного расширения в результате образования трещин. Разрушение породы происходит при достижении относительной деформации образца  $\Delta V=10^{-3}$ . Оценим предельную величину возможного изменения объема осадочного чехла Южно-Каспийской впадины в результате его «дилатансионного» расширения. Допуская, что размеры осадочного чехла равны  $400000 \times 400000 \times 20000$  м, получаем величину объема  $V=32 \times 10^{14}$  м<sup>3</sup>. Тогда  $\Delta V=V \times 10^{-3}$ , т. е.  $\Delta V=32 \times 10^{11}$  м<sup>3</sup>.

Поднятие дна осадочного чехла Южно-Каспийской впадины приведет к увеличению уровня моря, которое будет равно

$$h = \Delta V / S, \quad (3)$$

где  $h$ - высота увеличения уровня Каспийского моря;  $\Delta V$ - изменение объема воды в Южно-Каспийской впадине;  $S$ - площадь Каспийского моря. Подставляя численные значения  $\Delta V=32 \times 10^{11}$  м<sup>3</sup>,  $S=45 \times 10^{10}$  м<sup>2</sup> получаем  $h=7$  м. Отсюда следует, что модель дилатансионного расширения осадочного бассейна Южно-Каспийской впадины позволяет объяснить резкие колебания уровня Каспийского моря.

Обратный процесс снижения уровня Каспийского моря можно объяснить упругой деформацией горизонтального расширения дна в результате снятия сжимающих тектонических напряжений после сильных землетрясений в регионе.

Не исключается также влияние изменения флюидодинамического режима осадочного чехла Южного Каспия, так как процесс дилатансии сопровождается изменением трещинного объема пород. Раскрытие трещин в массиве пород приводит к увеличению его проницаемости и как следствие к увеличению вертикальных флюидных потоков свободных вод из осадочного чехла в море.

## Выводы

1. Показано, что основная масса эпицентров землетрясений в Каспийском регионе за последние 5 лет сосредоточена на Северо-Восточном склоне Кавказа. Относительно большее количество глубоких землетрясений ( $h=70-150$  км) располагается в срединной зоне, которая разделяет Каспий на Южный и Северный части. В Южной части Каспия очаги землетрясений расположены по береговой части, образуя здесь кольцевую структуру. Центральная часть резко отличается своей асейсмичностью.

2. В Каспийском регионе происходят сильнейшие землетрясения с магнитудой  $M=8$ . В период аномального скачкообразного увеличения уровня моря произошла серия сильных землетрясений с магнитудами  $M=6.5-7.5$ .

3. Рассмотрена модель дилатансионного расширения осадочного чехла Южно-Каспийской впадины, которая позволяет объяснить интенсивные колебания уровня Каспия на несколько метров.

## Литература

1. Алиев И. А., Идармачев Ш. Г., Абдуллаев Ш.-С. О. и др. Уровенный режим Каспийского моря, его связь с вариациями сейсмичности территории Дагестана и изменениями некоторых геофизических параметров // Почвы аридных территорий и проблемы охраны их биологического разнообразия. Тр. Института геологии Дагестанского НЦ РАН. Махачкала. 2014. С.306-310.
2. Антипов М. П., Волож Ю. А., Лаврушин Ю. А., Леонов Ю. Г. Геологические события и изменение уровня Каспийского моря // Геоэкология. 1996. №3. С. 38-50.
3. Артющков Е. В. Образование Южно-Каспийской впадины в результате фазовых переходов в нижней части континентальной коры // Доклады РАН. 2007. Т. 416. №5. С. 647-652.
4. Гвишиани А. Д., Дзэбоев Б. А., Агаян С. М. О новом подходе к распознаванию мест возможного возникновения сильного землетрясения на Кавказе // Физика Земли. 2013. №6. С. 3-19.
5. Дадашев А. М., Поставик П. В., Яготинцев В. Н. Уровень Каспийского моря в настоящем и будущем // Мониторинг. 2013. №4 (17). С.17-26.
6. Зверев В. П., Костикова И. А. Еще раз о возможности влияния подземных вод на изменение уровня Каспия // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2013. №4. С. 316-322.
7. Леонов Ю. Г., Волож Ю. А. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир. 2004. 526 с.
8. Леонов Ю. Г., Антипов М. П., Волож Ю. А. и др. Геологические проблемы колебания уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной Среды. Новосибирск, Изд. СО РАН. 1998. С. 39-57.
9. Уломов В. И., Полакова Т. П., Медведева Н. С. Динамика сейсмичности бассейна Каспийского моря // Физика Земли. 1999. №12. С. 76-82.
10. Шевченко В. И., Гусева Т. В., Лукк А. А. и др. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмотектоническим данным) // Физика Земли. 1999. №9. С. 3-18.
11. «<http://www.iris.edu/seismon/>» (27.02.2014).

## SEISMIC GEODYNAMIC PROCESSES CASPIAN REGION

2014 Sh.G. Idarmachev, Sc. Doctor (Phys.-mat.), I.A. Aliev, Sc. Candidate (Phys.-mat.), A.G. Magomedov, I.Sh. Idarmachev

Institute of Geology, Dagestan scientific center of RAS, Russia

The article considers the seismic geodynamic model of compression sedimentary strata of the South Caspian depression, which allows to explain the phenomenon of abrupt changes in sea level as a result of dilatancy expansion of the sedimentary cover.

**Keywords:** strong earthquakes, sedimentary cover, deformation of rocks.

УДК 550.34 (470.6)

## ТЕХНОГЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ НА НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ТСНО

© 2014 И.А. Керимов<sup>1-3</sup>, д.ф.-м.н., Р.С. Ахматханов<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, ГСП-5, Москва Д-242, Б. Грузинская ул., 10, стр. 1, E-mail: direction@ifz.ru

<sup>2</sup> Академия наук Чеченской Республики, 364024, Чеченская Республика, г. Грозный, пр-т им. М. Эсамбаева, 13, e-mail: academy\_chr@mail.ru

<sup>3</sup> КНИИ им. Х.И. Ибрагимова РАН, Почтовый адрес: 364051, Россия, Чеченская Республика, г. Грозный, Старопромысловское шоссе, 21а, e-mail: kniiran@mail.ru

В статье рассмотрены вопросы современной геодинамики и техногенной сейсмичности Старогрозненского, Октябрьского и Гудермесского нефтяных месторождений. Обоснована необходимость создания геодинамических полигонов для изучения связей сейсмичности с процессами разработки нефтяных месторождений.

**Ключевые слова:** техногенная сейсмичность, современная геодинамика, углеводороды.

Терско-Сунженская нефтегазоносная область (ТСНО) объединяет ряд известных нефтяных месторождений (Гудермесское, Октябрьское, Старогрозненское и др.), разрабатываемых в течение длительного времени [Геология нефтяных месторождений..., 2010]. Данный регион относится к районам с высокой геодинамической активностью и сейсмичностью, на его территории отмечались в историческое и новейшее время сильные землетрясения тектонической природы [Керимов, Бадаев, 2014; Керимов, Гайсумов, 2009, 2010; Керимов и др., 2012а, б]. Наряду с тектоническими землетрясениями в регионе отмечены сейсмические события, связанные с разработкой нефтяных и газовых месторождений [Керимов и др., 2012а; Керимов и др., 2011, 2012г; Смирнова, 1977; Смирнова и др., 1992; Сухарев, 1976].

Как известно, проблема техногенной сейсмичности, обусловленной извлечением углеводородов на нефтяных месторождениях, впервые возникла в начале 20-х годов прошлого столетия, с добычей природного газа и закачкой жидкости под высоким давлением в недра земной коры в середине 1960-х годов. Опубликованные данные о техногенных землетрясениях на нефтяных и газовых месторождениях России и других стран представлены в ряде работ [Адушкин и др., 2000; Керимов, Гайсумов, 2012а; Керимов и др., 2012г; Смирнова, 1977; Смирнова и др., 1992; Сухарев, 1976]. Анализ деформаций пластов-коллекторов в связи с разработкой нефтяных месторождений ТСНО выполнен в ряде работ [Керимов и др., 2012б, в].

По мнению многочисленных исследователей, механизм проявления техногенной сейсмичности на месторождениях углеводородов (УВ) включает, главным образом, изменение напряженного состояния среды, изменение порового или пластового давления, перемещение объемов жидкости внутри среды, с характерными особенностями и величиной приложенных сил и нагрузок. Эти изменения в значительной степени взаимосвязаны, и чаще всего, в зависимости от особенностей

воздействия, геологического строения и тектонической обстановки горного массива, возможна реализация нескольких механизмов, которые могут обеспечить ту или иную форму проявления техногенной сейсмичности. При длительной разработке месторождений углеводородов нарушаются равновесные условия в пласте, что может вызвать критическое перераспределение напряжений в разрабатываемом пласте и вмещающих породах [Керимов, Гайсумов, 2010; Керимов и др., 2012а]. Нагнетаемая жидкость может проникать в трещины, приводить к избыточному порово-трещинному давлению, может явиться своеобразной смазкой в зонах нарушения сплошности среды. Эти явления, в ряде случаев, и приводят к появлению техногенной сейсмичности [Заалишвили и др., 2004, 2011; Заалишвили, Рогожин, 2010; Керимов, Ахматханов, 2014; Керимов, Бадаев, 2014; Керимов, Гайсумов, 2009; Смирнова и др., 1992].

Ниже рассмотрены современная геодинамика и сейсмичность территории трех наиболее крупных нефтяных месторождений региона – Гудермесского, Октябрьского и Старогрозненского.

### **Старогрозненское нефтяное месторождение**

Старогрозненское нефтяное месторождение находится в 17-20 км к северо-западу от центра г. Грозного в пределах Грозненского хребта, тяготеющим к системе возвышенностей Сунженского хребта. В тектоническом отношении Старогрозненское месторождение приурочено к сложнопостроенной линейной брахиантиклинальной складке субширотного простирания [Геология нефтяных месторождений..., 2010].

*Современная геодинамика.* В 1980-х годах Институтом геологии и разработки горючих ископаемых (ИГиРГИ) были проведены работы по изучению современных вертикальных движений земной поверхности (СВДЗП) на нефтяных месторождениях региона, в т. ч. и на Старогрозненской структуре. По результатам повторных четырехкратных нивелировок (1973-76 гг.), по профилю, пересекающему структуру в центральной части, выявлены следующие особенности: Старогрозненская структура выявляется как высокоактивная поднимающаяся структура, разломы, ограничивающие структуру с севера и юга, выделяются узкими – 1-2 км – высокоградиентными зонами с амплитудой современных движений до 4-5 мм/год и величиной до 5 мм/год. По величине смещений земной поверхности северного склона структуры изменения составляют 4-5 мм/год, южного – 14-15 мм/год, что обусловлено однонаправленными (но с разными скоростями) движениями сопредельных блоков с юга севера [Современные движения..., 1987].

Для Старогрозненского нефтяного месторождения рассчитаны деформации и скорости деформации коллекторов, установлены связи деформаций с падением пластового давления и длительностью разработки нефтяных месторождений. Для карбонатных коллекторов верхнемеловой залежи деформации составляют 69-153 мм, а скорости деформаций – 9-21 мм/год [Керимов, Гайсумов, 2012а, б].

*Сейсмичность.* Слабые землетрясения в Старогрозненском районе происходили очень часто, как до эксплуатации, так и в различные периоды эксплуатации. Карта эпицентров землетрясений в районе Старогрозненского месторождения за период 1960-2010 гг. приведена на рис. 1.

На геологическом профильном разрезе через данное месторождение показано распределение гипоцентров землетрясений по глубине (рис. 2). На фоне сла-

бых землетрясений в 1938 г. и 1963 г. происходили значительные землетрясения с  $M=3,8-4,1$ , возбужденные различными факторами разработки нефтяного месторождения (рис. 1, 2).

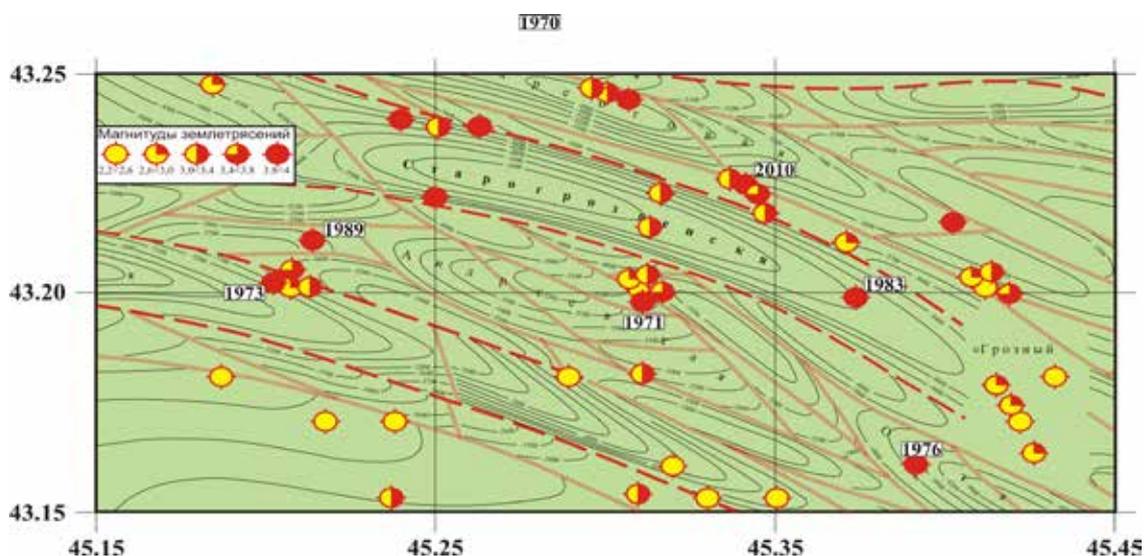


Рис. 1. Старогрозненское месторождение. Карта эпицентров землетрясений (период 1960-2010 гг.)

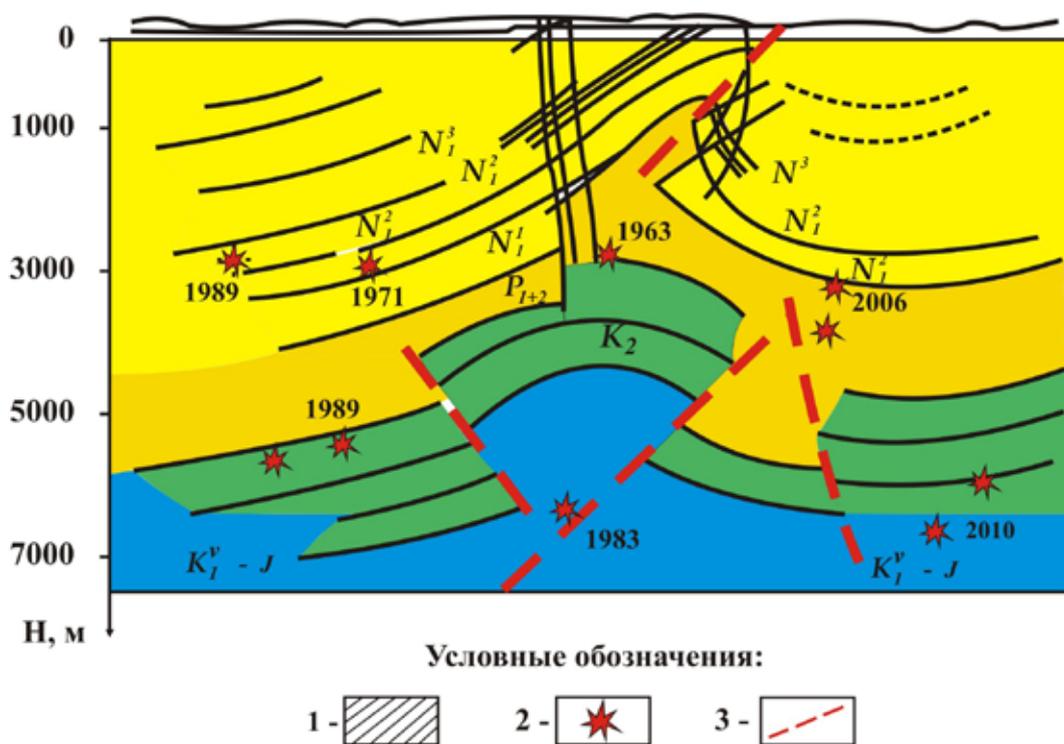


Рис. 2. Старогрозненское месторождение. Геологический разрез и очаги землетрясений.  
Условные обозначения: 1 – нефтяная залежь; 2 – гипоцентры землетрясений;  
3 – разрывные нарушения.

26 мая 1971 года произошло сильное землетрясение с очагом в районе п. Нефтемайск с  $M=4,3$ ,  $h=2,8$  км,  $I_0=7$  баллов, вызвавшее разрушения жилых и промышленных зданий (рис. 3). Землетрясение 1971 года произошло на фоне резкого падения

давления, непомерного отбора нефти и начала закачки воды в залежь для интенсификации отбора. Это землетрясение вызвало рой землетрясений, получивших название Грозненского роя. Начавшись в Нефтемайске, рой землетрясений мигрировал по широтному разлому на северном крыле Старогрозненского месторождения до п. Иванова, затем изменил свое направление и по Бенойско-Эльдаровскому разлому через западную окраину г. Грозного (Черноречье) мигрировал к Октябрьскому нефтяному месторождению. Землетрясение 1971 года детально изучалось М.Н. Смирновой и Н.В. Шебалиным [Смирнова, 1977]. Итогом этой работы были рекомендации по снижению темпов добычи по месторождению.

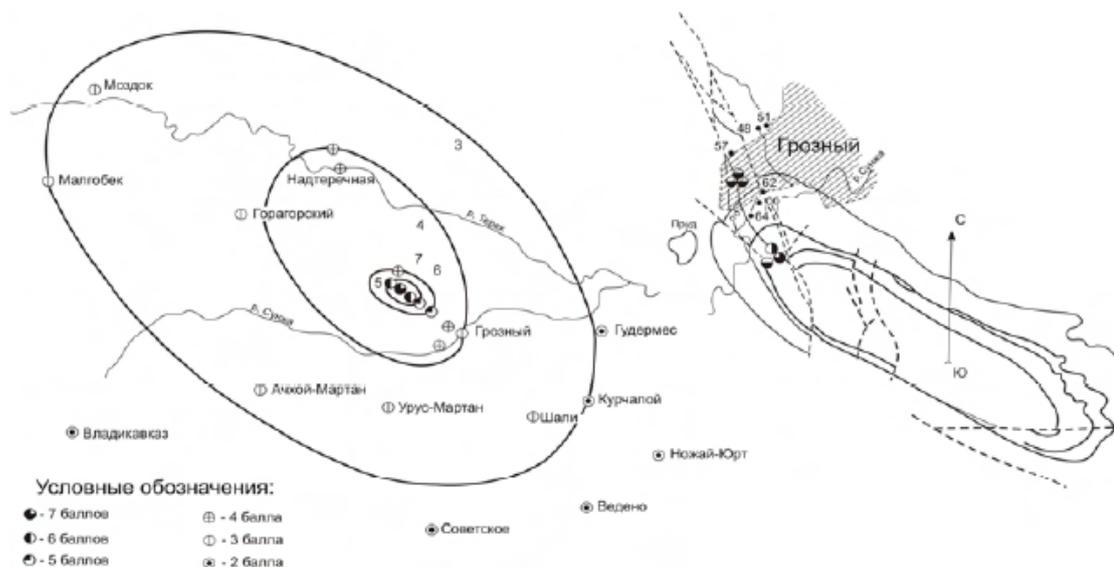


Рис. 3. Карта изосейст Старогрозненского землетрясения 1971 г. [Смирнова, 1977]

Анализ структурной карты по кровле верхнего мела и эпицентров землетрясений Старогрозненской площади позволяет сделать вывод о связи сейсмичности и разломной тектоники района Старогрозненского нефтяного месторождения. Анализ профильного геологического разреза с нанесенными на него гипоцентрами землетрясений подтверждает вывод о связи последних с разрывными нарушениями и размещением нефтяной залежи.

### Октябрьское нефтяное месторождение

Октябрьское нефтяное месторождение расположено в 8 км к юго-востоку от центра г. Грозного и в тектоническом отношении приурочено к Октябрьской антиклинали относящейся к Сунженской антиклинальной зоны. В геологическом строении района принимает участие комплекс пород от мезозойских до антропогенных отложений. В своде Октябрьской антиклинали обнажаются верхнесарматские отложения. Более молодые породы мэотического и акчагыльского возраста перекрыты наносами и обнажаются в виде отдельных останцев [Геология нефтяных месторождений..., 2010].

*Современная геодинамика.* По данным изучения современных движений земной поверхности выявлены следующие особенности: сравнительно широкая (до 6 км) ступенеобразная зона высокоградиентного изменения СВДЗП с амплитудой изме-

нения движений 10-12 мм. Вдоль профиля отчетливо выделяется максимум движения соответствующий Октябрьскому блоку с амплитудой современного подъема 6 мм/год. Границы блока – зоны высокоградиентных движений, достигающих 5 мм/год, наибольшей амплитудой характеризуется северное ограничение поднятия, где амплитуда изменения поднятий в два раза выше, чем в южном. По результатам исследований вдоль северного ограничения Октябрьского поднятия была прослежена весьма существенная региональная пограничная зона со специфической характеристикой относительно СВДЗП [Современные движения..., 1987].

Для Октябрьского нефтяного месторождения также рассчитаны деформации и скорости деформации коллекторов, установлены связи деформаций с падением пластового давления и длительностью разработки нефтяных месторождений. Для карбонатных коллекторов верхнемеловой залежи деформации составляют 39-42 мм, а скорости деформаций – 7-8 мм/год [Керимов и др., 2009, 2012б, в].

*Сейсмичность.* Карта эпицентров землетрясений в районе Октябрьского нефтяного месторождения за период 1960-2010 гг. приведена на рис. 4. На геологическом профильном разрезе через данное месторождение показано распределение гипоцентров землетрясений по глубине (рис. 5).

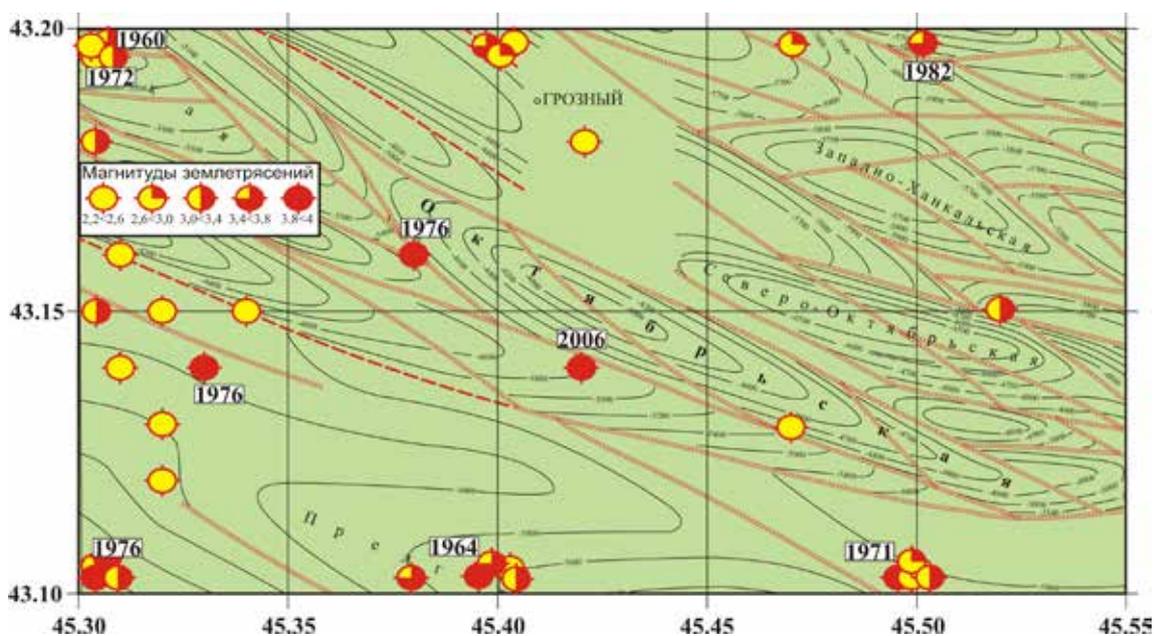


Рис. 4. Октябрьское месторождение. Карта эпицентров землетрясений (период 1960-2010 гг.)

Интенсивный отбор жидкости, нефти и газа, а также закачка воды сопровождались серией землетрясений (рис. 4). Эти землетрясения по времени приурочены в основном к максимумам отборов на графиках разработки (1971-1974 гг.) и к максимуму закачки воды (1978-1987 гг.). Причем наиболее интенсивные землетрясения были отмечены в 1972 г. ( $K=10,5$ ), 1974 г. ( $K=9,2-11$ ), когда отборы жидкости и газа приближались к максимальным, и в 1982 г. ( $K=10$ ), когда при резко снизившейся добыче резко возрос объем закачиваемой в залежь воды.

Таким образом, анализ разработки верхнемеловой залежи позволяет визуально установить определенную зависимость сейсмичности недр от интенсивности техногенного воздействия на них путем добычи флюида или закачки его.

Провести оценку влияния интенсивности разработки чокракской залежи на сейсмичность района не представляется возможным, поскольку за периоды форсированного отбора жидкости сведений о землетрясениях не имеется.

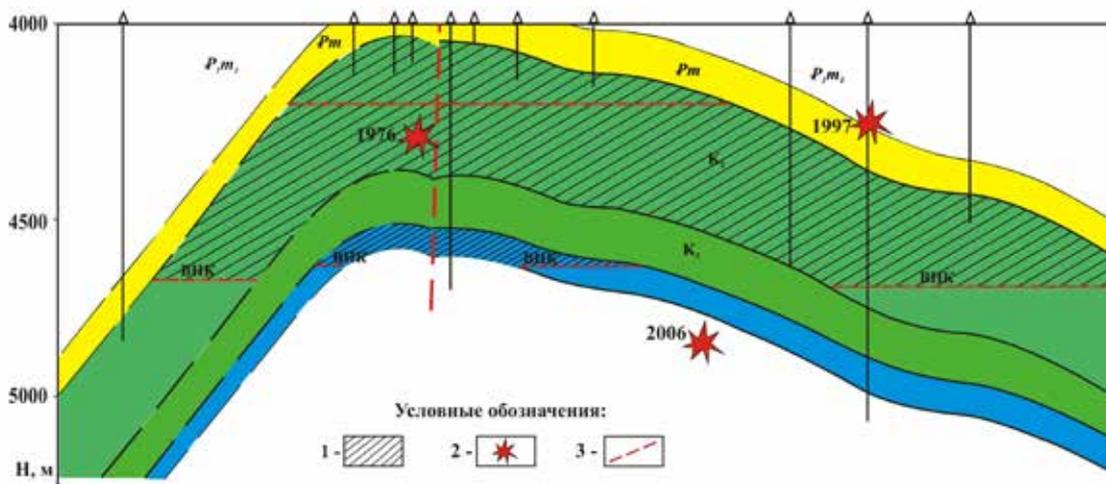


Рис. 5. Октябрьское месторождение. Геологический разрез и очаги землетрясений.  
Условные обозначения: 1 – нефтяная залежь; 2 – гипоцентры землетрясений; 3 – разрывные нарушения.

Анализ структурной карты по кровле верхнего мела и эпицентров землетрясений карты Октябрьского месторождения позволяет сделать вывод о связи сейсмичности и разломной тектоники района Октябрьского нефтяного месторождения. Анализ профильного геологического разреза с нанесенными на него гипоцентрами землетрясений подтверждает вывод о связи последних с разрывными нарушениями и размещением нефтяной залежи. Связь временного хода сейсмической активности и динамики извлечения флюида из залежи, а также значительные расчетные скорости оседания кровли пласта-коллектора (8-10 м/год) свидетельствуют об интенсивном развитии геодинамических процессов.

### Гудермесское нефтяное месторождение

Гудермесское нефтяное месторождение расположено в восточной части Терского хребта, в 35 км к востоку от г. Грозного на территории Гудермесского района. В орографическом отношении оно представлено Гудермесским хребтом, простирающимся с запада-северо-запада на восток-юго-восток на 32 км, ширина его 4-4,5 км [Геология нефтяных месторождений..., 2010].

*Современная геодинамика.* Гудермесскую структуру пересекают 4 профиля измерений СВДЗП, по результатам нивелировок которых с интервалами 4 месяца, получены следующие данные [Современные движения..., 1987]:

- непосредственно над северным ограничением (разломом) Восточно-Гудермесской структуры выявлена узкая (ширина до 1 км) зона высокоградиентных изменений вертикальных движений с амплитудой до 10 мм и величиной градиента до 16 мм/год, которая может быть протрассирована на всю структуру;
- на кривых СВДЗП южнее выделяется блок шириной до 5 км, его южное ограничение также представлено узкой зоной с величиной градиента до 20 мм/год.

• Восточно-Гудермесский блок в целом испытывает вздымание с амплитудой до 4 мм, и градиентом до 8-10 мм/год.

Для карбонатных коллекторов верхнемеловой залежи Гудермесского нефтяного месторождения расчетные деформации составляют 21-27 мм, соответственно скорости деформаций 24 мм/год [Жеримов и др., 2012б, в].

*Сейсмичность.* Месторождение находится в высокосейсмичной зоне и здесь неоднократно происходили землетрясения различной интенсивности. Карта эпицентров землетрясений в районе Гудермесского нефтяного месторождения за период 1960-2010 гг. приведена на рис. 6. На геологическом профильном разрезе через данное месторождение показано распределение гипоцентров землетрясений по глубине (рис. 7).

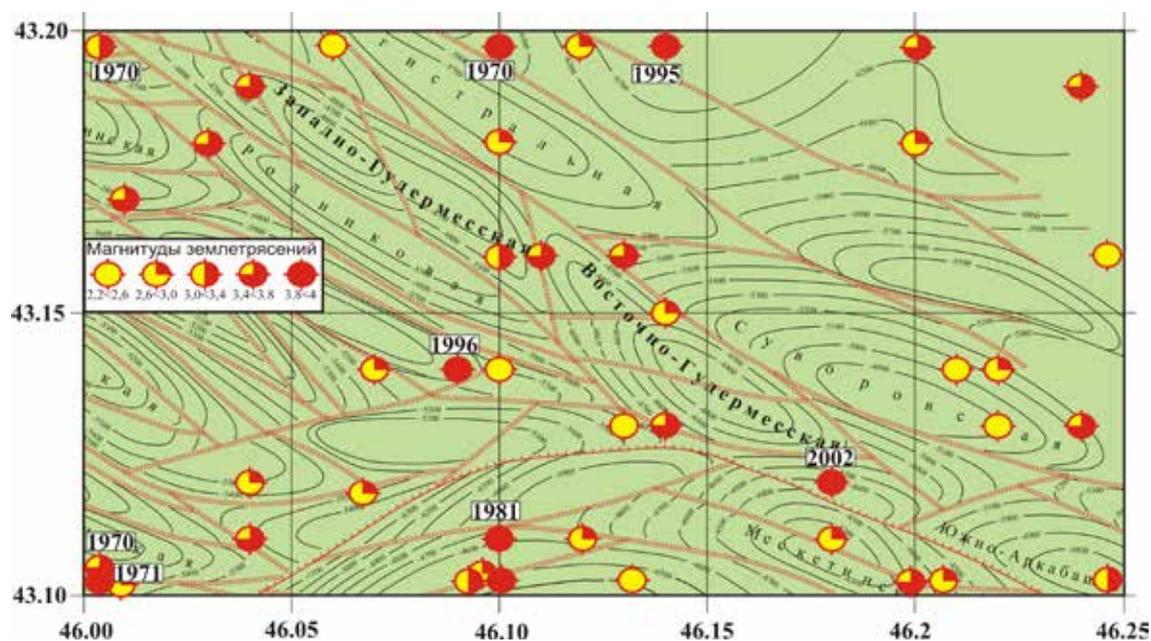


Рис. 6. Гудермесское месторождение Карта эпицентров землетрясений (период 1960-2010 гг.)

Смирновой М.Н. приведен пример техногенных Гудермесских землетрясений 1950 и 1955 гг.

- 31.03.1950 г. (I),  $M=4,2$ ,  $h=8$  км,  $I_0=6-7$  баллов  $\pm 0,5$
- 09.11.1950 г. (II),  $M=5,0$ ,  $h=19$  км,  $I_0=6$  баллов  $\pm 0,5$
- 23.08.1955 г., (III)  $M=4,6$ ,  $h=40$  км,  $I_0=5$  баллов  $\pm 1,0$

Землетрясения произошли на фоне резкого увеличения отбора флюида при разработке залежи нефти в чокракских отложениях месторождения в Вост. Гудермесе. Отбор жидкости составлял: в 1949 г. – 587113 т, в 1950 г. – 743620 т., в 1954 г. – 693443 т. и в 1955 г. – 887096 т. Интенсивность сотрясений составляла 6 и 5 баллов соответственно. Землетрясения сопровождались фор-, и афтершоками и по характеру механизма являлись тектоническими. В последующем в этом районе происходили и более значительные землетрясения, к примеру, Курчалоевское в 2008 г. с  $M=5,7$  и интенсивностью 7-8 баллов в эпицентре [Смирнова, 1977].

Анализ структурной карты по кровле верхнего мела и эпицентров землетрясений карты Гудермесского месторождения позволяет сделать вывод о связи сейсмичности и разломной тектоники района Гудермесского нефтяного месторождения.

Анализ профильного геологического разреза с нанесенными на него гипоцентрами землетрясений подтверждает вывод о связи последних с разрывными нарушениями и размещением нефтяной залежи.

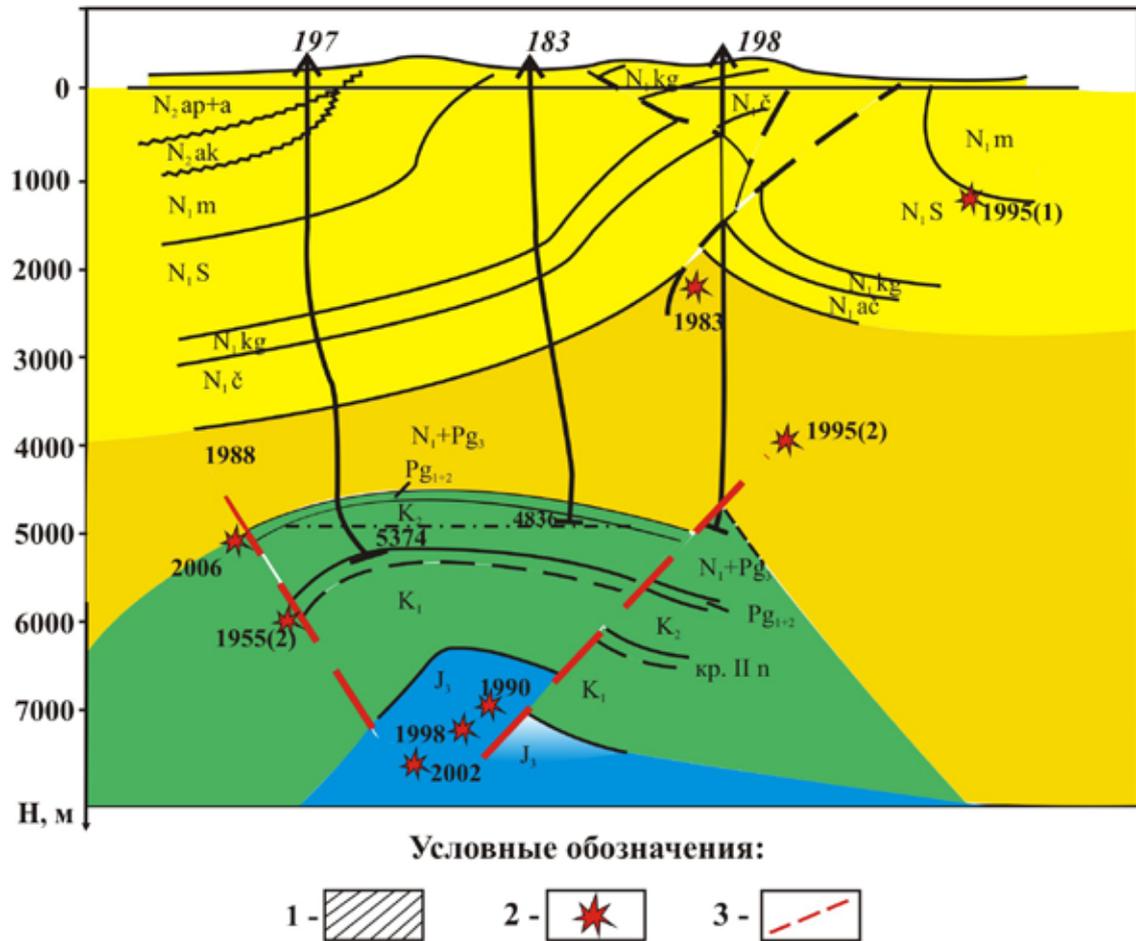


Рис. 7. Гудермесское месторождение. Геологический профильный разрез и очаги землетрясений. Условные обозначения: 1 – нефтяная залежь; 2 – гипоцентры землетрясений; 3 – разрывные нарушения.

На каждом из месторождений изменение пластовых условий, связанных с разработкой отдельных залежей, сопровождались серией землетрясений с интенсивностью 6-7 баллов, землетрясения меньшей силы инструментально регистрируются и в настоящее время.

Проведенное Сухаревым Г.М. сопоставление сейсмической активности с количеством добываемой нефти и газа из верхнемеловых залежей и падением пластового давления по залежам Старогрозненского месторождения, показало наличие связи между форсированным отбором нефти и газа, резким падением пластового давления и активизацией сейсмической деятельности [Сухарев, 1976].

### Выводы

Анализ пространственно-временных характеристик сейсмичности региона и флюидодинамики углеводородных залежей свидетельствует о наличии взаимосвязей между процессами разработки нефтяных месторождений и сейсмичности.

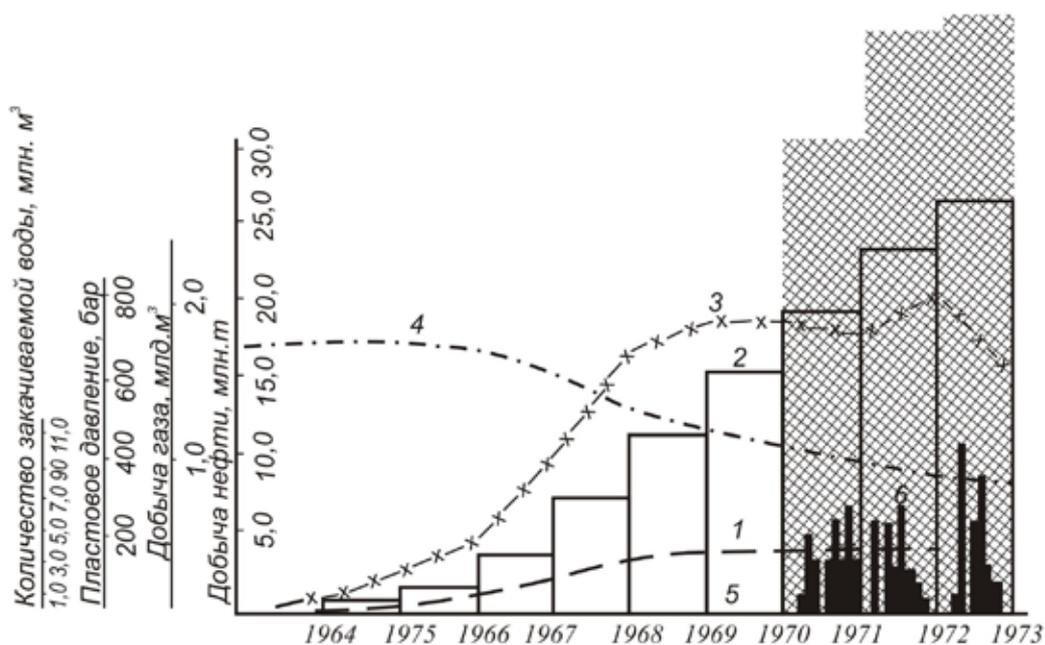


Рис. 8. Старогрозненское нефтяное месторождение

Связь сейсмичности и параметров разработки верхнемеловой залежи нефти [Сухарев, 1976].  
 Условные обозначения: 1 – добыча нефти, млн. т; 2 – суммарная (нарастающая) добыча нефти, млн. т; 3 – добыча газа млрд. м³; 4 – пластовое давление, бар; 5 – количество воды, закачиваемой в нефтяную залежь млн. м³; 6 – количество толчков в течение месяца; 7 – среднее количество толчков за год

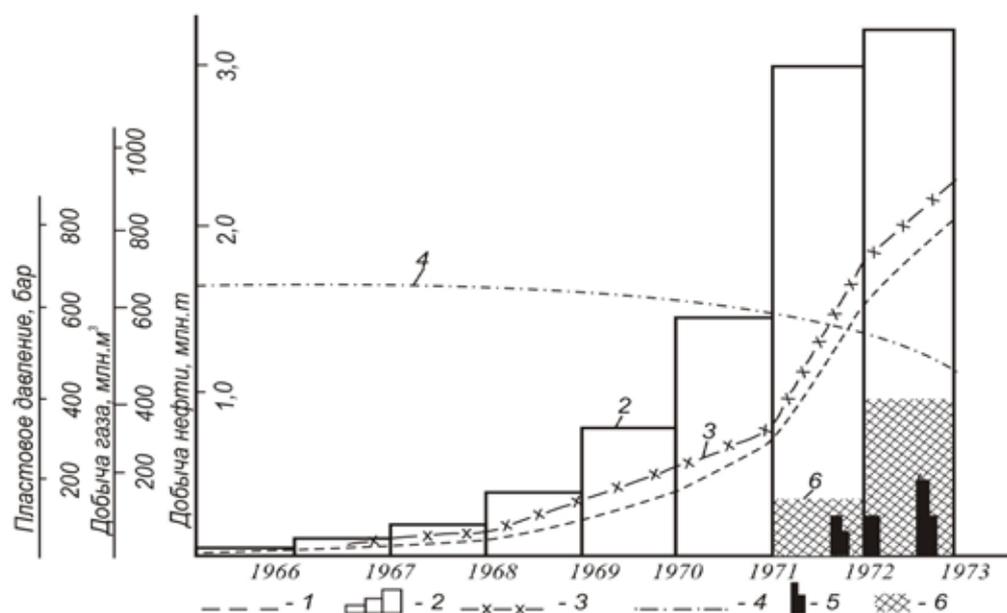


Рис. 9. Октябрьское нефтяное месторождение.

Связь сейсмичности и параметров разработки верхнемеловой залежи нефти [Сухарев, 1976].  
 Условные обозначения: 1 – добыча нефти, млн. т; 2 – суммарная (нарастающая) добыча нефти, млн. т; 3 – добыча газа, млн. м³; 4 – пластовое давление, бар; 5 – количество толчков в течение месяца; 6 – среднее количество толчков за год

Наличие взаимосвязей между процессами разработки УВ залежей и сейсмичности указывают на необходимость создания горнодобывающих предприятий на нефтяных месторождениях региона, что наряду с обеспечением геодинамической безопасности будет способствовать эффективному решению научных и опытно-методических задач [Керимов, Ахматханов, 2014].

Организация геодинамического мониторинга на нефтяных месторождениях региона позволит существенно сократить в дальнейшем затраты на ликвидацию последствий аварийных ситуаций в силу их прогнозируемости. Принципы и методы геодинамического мониторинга на нефтяных и газовых месторождениях применительно к условиям региона описаны в ряде работ [Керимов, Ахматханов, 2014; Керимов и др., 2013].

Оценка сейсмической опасности территории на основе современных методов детального сейсмического районирования и сейсмического микрорайонирования [Заалишвили и др., 2004, 2011; Заалишвили, Рогожин, 2010] должна выполняться с учетом возможных техногенных землетрясений и влияния параметров разработки нефтяных и газовых месторождений на сейсмический режим района.

### Литература

1. Адушкин В.В., Родионов В.Н., Турунтаев С.Б., Юдин А.Е. Сейсмичность месторождений углеводородов // Нефтегазовое обозрение, 2000. № 1. С. 4-15.
2. Геология нефтяных месторождений Терско-Сунженской нефтегазоносной области. Справочник / И.А. Керимов, З.Г. Борисенко, А.А. Даукаев, М.Я. Гайсумов и др. Грозный: Академия наук Чеченской Республики, 2010. 254 с.
3. Заалишвили В.Б., Дзеранов Б.В., Габараев А.Ф. Оценка сейсмической опасности территории и построение вероятностных карт // Геология и геофизика Юга России, 2011. № 1. С. 48-58.
4. Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Харебов А.К. Анализ инструментальных записей схода ледника Колка по данным локальной сети сейсмических наблюдений // Вестник Владикавказского научного центра, 2004. Т. 4. № 3. С. 58-64.
5. Заалишвили В.Б., Рогожин Е.А. Оценка сейсмической опасности территории на основе современных методов детального сейсмического районирования и сейсмического микрорайонирования // Мониторинг и прогнозирование природных катастроф / Труды Института геологии ДНЦ РАН. Махачкала, 2010. С. 251-262.
6. Керимов И.А., Ахматханов Р.С. К вопросу о создании геодинамического полигона на Старогрозненском нефтяном месторождении // Известия КБНЦ РАН. Нальчик, 2014. № 1 (57).
7. Керимов И.А., Бадаев С.В. Сейсмичность и сейсмический режим территории Восточного Предкавказья // Известия КБНЦ РАН, 2014. № 1 (57). С. 38-45.
8. Керимов И.А., Гайсумов М.Я. Курчалоевское землетрясение 11 октября 2008 г. // Вестник Академии наук Чеченской Республики, 2009. № 2 (11). С. 48-53.
9. Керимов И.А., Гайсумов М.Я. Сильные землетрясения на территории Чеченской Республики // Вестник Академии наук Чеченской Республики, 2010. № 1 (12). С. 57-62.
10. Керимов И.А., Гайсумов М.Я. Сейсмичность и современная геодинамика территории Чеченской Республики // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Материалы II Всероссийской научно-техни-

ческой конференции. Грозный: Академия наук Чеченской Республики, 2012а. С. 43-64.

11. Керимов И. А., Гайсумов М. Я., Ахматханов Р. С. К вопросу техногенной сейсмичности на Старогрозненском месторождении // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Материалы Всероссийской научно-технической конференции. Грозный: Академия наук Чеченской Республики, 2011. С. 264-271.

12. Керимов И. А., Гайсумов М. Я., Ахматханов Р. С. Техногенная сейсмичность на месторождениях нефти и газа // Геология и геофизика Юга России, 2012а. № 1. С. 22-45.

13. Керимов И. А., Гайсумов М. Я., Ахматханов Р. С. К вопросу о деформации коллекторов нефти и газа в условиях ТСНО // Вестник Академии наук Чеченской Республики, 2012б. № 1 (16). С. 47-58.

14. Керимов И. А., Гайсумов М. Я., Ахматханов Р. С. Деформации пластов в связи разработкой нефтяных месторождений Терско-Сунженской нефтегазоносной области // Геология и геофизика юга России, 2012 в. № 4. С. 43-52.

15. Керимов И. А., Гайсумов М. Я., Ахматханов Р. С. Сейсмичность и технические аварии на объектах нефтяной промышленности Чеченской Республики // Вестник Тамбовского университета. Серия естественные и технические науки. 2012 г. Том 17. Выпуск 3. С. 1026-1030.

16. Керимов И. А., Гайсумов М. Я., Ахматханов Р. С., Бадаев С. В. Принципы и методы геодинамического мониторинга на нефтяных и газовых месторождениях // Материалы Международного симпозиума «Устойчивое развитие: проблемы, концепции, модели». Т. II. Нальчик, 2013. С. 142-145.

17. Керимов И. А., Даукаев А. А., Гайсумов М. Я. Влияние современной тектонической активности на флюидодинамику недр // Сб. тр. КНИИ РАН. Вып. 2. М.: Комтехпринт, 2009. С. 276-280.

18. Смирнова М. Н. Возбужденные землетрясения в связи с разработкой нефтяных месторождений (на примере Старогрозненского землетрясения) // Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. М.: Наука, 1977. С. 128-141.

19. Смирнова М. Н., Керимов И. А., Гайсумов М. Я. Проблемы возбужденной сейсмичности. Деп. в ВИНТИ № 1067-В92 от 30.03.92.

20. Современные движения земной коры (на примере Терско-Каспийского передового прогиба) / В. А. Сидоров, С. В. Атанасян, М. В. Багдасарова и др. М.: Наука, 1987. 119 с.

21. Сухарев Г. М. Землетрясения, вызванные техногенными процессами // Изв. Вузов. Нефть и газ, 1976. № 5. С. 3-8.

## **TECHNOGENIC SEISMICITY ON THE PETROLEUM DEPOSITS OF TSNO**

© 2014 I. A Kerimov<sup>1-3</sup>, R.S. Akhmatkhanov<sup>3</sup>

<sup>1</sup>IPE RAS, 1, 10, B. Grusinskaia st., D-242, Moskva, GSP-5, 123995, E-mail:  
direction@ifz.ru

<sup>2</sup> Academy of Sciences Chechen Republic, 13, M. Esembaev st., Grozny, Chechen  
Republic, 364024, e-mail: academy\_chr@mail.ru

<sup>3</sup> CSRI RAS, 21a, Staropromyslovskoe st., Grozny, Chechen Republic, 364051,  
Russia, e-mail: kniiran@mail.ru

In the article are examined questions of contemporary geodynamics and technogenic seismicity of Starogroznenski, Oktiabrski and Gudermesski petroleum deposits. The need of creating the geodynamic ranges for studying the connections of the seismicity of the processes of development of petroleum deposits is substantiated.

**Keywords:** technogenic seismicity, contemporary geodynamics, the hydrocarbons.

УДК 550.34(470.66)

## СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРСКО-КАСПИЙСКОГО ПРОГИБА

© 2014 И.А. Керимов, д.ф.-м.н., М.Я. Гайсумов

ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, ГСП-5, Москва Д-242, Б.Грузинская ул., 10,  
стр. 1, E-mail: direction@ifz.ru

Академия наук Чеченской Республики, 364024, Чеченская Республика,  
г. Грозный, пр-т им. М. Эсамбаева, 13, e-mail: academy\_chr@mail.ru

КНИИ им. Х.И. Ибрагимова РАН, Почтовый адрес: 364051, Россия, Чеченская  
Республика, г. Грозный, Старопромысловское шоссе, 21а, e-mail: kniiran@mail.ru

Рассмотрены вопросы тектоники, современной геодинамики и сейсмичности Терско-Каспийского прогиба. Характер мощных тектонических движений определил разломно-блоковое строение фундамента и нашел отражение в осадочном чехле. Данные изучения СВЗП свидетельствуют о высокой степени современных движений сосредоточенных в определенных зонах, отождествляемых с погребенными разломами. По комплексу геолого-геофизических данных выделены разломы различной ориентировки и соответственно различных фаз тектонической активности. Проведен анализ сейсмической активности. В результате обработки и интерпретации большого объема геолого-геофизических материалов выделены участки палео- и современной геодинамической активности. В результате анализа разломно-блоковой тектоники, развития СВЗП и современной сейсмической активности выделены зоны ВОЗ.

**Ключевые слова:** геологическое строение, тектоника, разломы, современная геодинамическая активность, землетрясение, Терско-Каспийский прогиб.

Современные черты строения Терско-Каспийского прогиба определены мощными фазами тектонических движений (восточно-кавказской, плиоценовой и новейшей) с преобладанием роли тангенциальных напряжений сжатия. Комплексными исследованиями выявлены крупные субширотные разломы (шовные зоны) древнего заложения шириной 5-7 км: Черногорская, Сунженская, Терская, Краевая. По-видимому, эти раздробленные зоны в периоды растяжения земной коры имели гораздо большие размеры, а под действием мощного тангенциального сжатия в периоды проявления альпийских тектогенезов резко сократились по ширине [Милановский, 1968]. В пределах шовных зон сформировались надвиговые дислокации и протяженные приподнятые блоки фундамента, которые и определили формирование структуры осадочного чехла.

Картина усложнялась и влиянием зон разломов антикавказского направления. Тангенциальные напряжения северной ориентировки обусловили срыв и смещение к северу крупных пластин фундамента и осадочного чехла в пределах южного борта прогиба, что отражено в структуре Дагестанского клина и Черногорской тектонической зоны.

**Тектоника фундамента.** Фундамент центральной части Терско-Каспийского прогиба сложен дислоцированными и метаморфизованными осадочными и вулканогенными толщами, прорванными магматическими интрузиями [Тектоника..., 1975]. Позднепалеозойский возраст (средний девон – верхний карбон) фундамента установлен бурением в прибортовых зонах.

Структура палеозойского фундамента района исследований освещена данными бурения скважин, материалами геофизических съемок и описана в многочисленных работах [Керимов и др., 1992; Керимов, Гайсумов, 2009, 2010, 2012; Талалаев, 1980]. В последнее время получены новые геолого-геофизические материалы, которые позволяют внести значительные коррективы в существующие представления о тектонике поверхности фундамента и разреза осадочного чехла (рис. 1).

Ввиду сложности геологического строения и значительной мощности осадочного чехла (9-12 км) представления о структуре его фундамента базируются в основном на материалах геофизических исследований (ГСЗ-КМПВ, МОВЗ, МОВ ОГТ) и бурения.

На северном борту Терско-Каспийского краевого прогиба скв. 1-Бурунная в интервале 5972-7501 м. вскрыла вулканогенно-осадочную толщу триасового возраста. На южном борту прогиба на Варандийской антиклинали в аллохтонном залегании определены карбонатные отложения мощностью 1000 м верхнепермского (нижнетриасового) возраста. В 10 км севернее, в автохтоне Варандийской складки, в скв. 1-Басс в интервале 4520-5350 м встречены пестроцветные терригенно-карбонатные породы, отнесенные к верхней перми [Кузнецова, Максимчук, 1991; Геологическое развитие..., 1990].

Палеотектонические реконструкции, проведенные многими исследователями, свидетельствуют об унаследованном развитии прогиба, заложенного на южном опущенном крае Скифской плиты в пермотриасовое и мезозойское время. На отдельных сейсмопрофилях в подмезозойском разрезе южного борта прогиба зафиксированы отражения, позволившие выделить древний Гехинский палеовал высотой до 2 км, субширотного направления и контролировавший осадконакопление в пермотриасовом и юрском бассейнах [Талалаев, 1980].

В современном структурном плане прогиба поверхность фундамента погружается с запада на восток от  $-3$  до  $-12$  км и на бортах от  $-6$  до  $-11$  км в осевой части. Строение фундамента осложнено разломами различных ориентировок, антиклинальными и синклиналиными зонами, впадинами и выступами, формирующими в основном субширотную складчатость. Северный борт прогиба, ограниченный Краевым разломом, имеет ширину 20-25 км, наклонен к югу и юго-востоку с погружением фундамента от  $-6,5$  до  $-9$  км.

Южнее Краевого разлома выделена Притеречная антиклинальная зона размером  $75 \times (5 \div 10)$  км и высотой 0,5 км, ограниченная с юга узкой протяженной Предтерской депрессионной зоной с отметками фундамента  $-8,5 \div -9$  км. В осевой части Терско-Каспийского прогиба поверхность фундамента осложнена линейными антиклинальными зонами (Терской, Грозненско-Харбижинской и Сунженской) размером  $(120 \div 195) \times (5 \div 15)$  км и высотой 0,5-1 км.

Субширотные антиклинальные зоны на юге сопряжены с локальными впадинами (Петропавловской, Чеченской, Осетинской), изометрической формы с фундамента в них до глубин  $-10 \div -11$  км. Западное замыкание прогиба представлено Кабардинской впадиной и Баксано-Ардонской моноклиналию, осложненной Аргуданским выступом. В восточной части фиксируется Сулакская впадина с погружением фундамента до  $-12$  км. Южный борт ее осложнен Кизилюртовской антиклинальной зоной размером  $85 \times 8$  км, высотой до 500 м. В осадочной части прогиба зона Дагестанского клина уверенно прослеживается по материалам сейсморазведочных работ МОВ ОГТ.

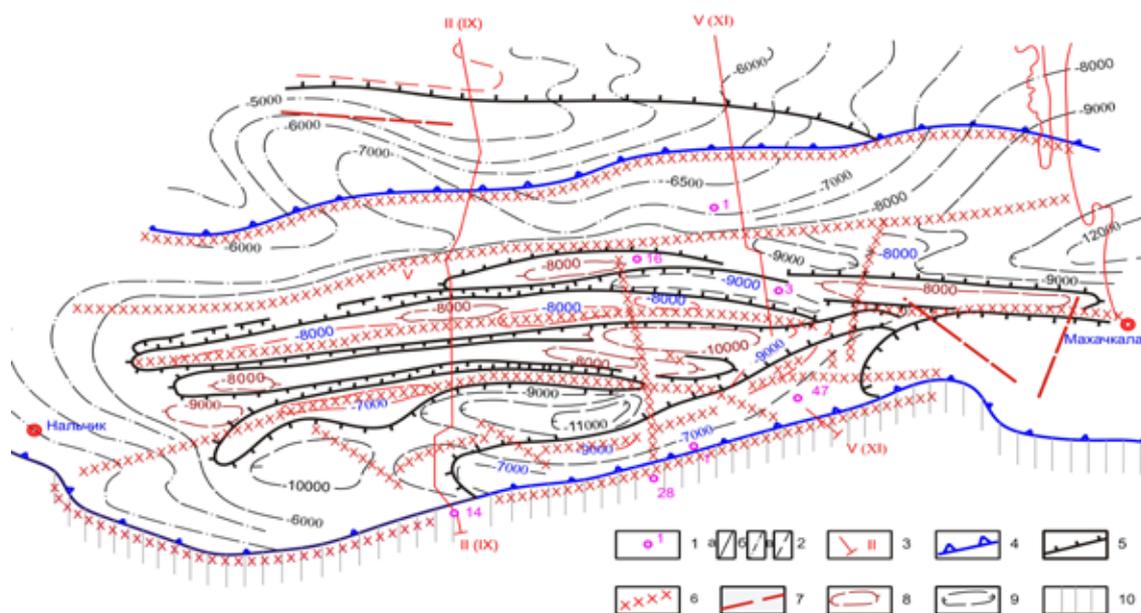


Рис. 1. Тектоническая карта поверхности фундамента ТКП в М 1:500 000

Условные обозначения: II (IX) и V (XI) – региональные профили; 1 – скважины, вскрывшие фундамент; 2 – изогипсы поверхности фундамента (а – по данным бурения, б – сейсморазведки, в – предполагаемые); 3 – линии региональных профилей МОГ ОГТ; границы тектонических элементов: 4 – первого, 5 – второго и третьего порядков; 6 – глубинные разломы; 7 – разрывные нарушения по данным сейсморазведки; 8 – валы, поднятия; 9 – впадины, депрессии; 10 – альпийская складчатость Большого Кавказа.

Южный борт прогиба, расположенный на стыке с областью альпийской складчатости Большого Кавказа имеет сложное тектоническое строение и наименее изучен бурением и сейсморазведкой. Поверхность фундамента образует субширотную систему выступов и блоков, ограниченных разломами антикавказских направлений и осложнен надвиговыми дислокациями. Черногорская тектоническая зона размером 120х (10÷25) км осложнена серией разломов (Даттыхско-Ахловским, Аргунским, Аксайским и др.) и двумя выступами (Даттыхским и Бенойским). Последний наиболее приподнят и характеризуется более древним заложением. В его своде отсутствуют отложения нижней – средней юры, и резко сокращена мощность (до 400 м) верхней юры.

С востока к Черногорской зоне примыкает Дагестанский выступ размером 100х30 км, в пределах которого фундамент изучен отдельными скважинами на Митлинском и Талгинском мезозойских сводах, в подъяюрском разрезе вскрыты дислоцированные породы предположительно пермского возраста.

**Характер современных движений земной поверхности.** В 70–80-х годах прошлого столетия изучение геодинамических особенностей рассматриваемой территории по комплексу геофизических и геодезических методов занимались сотрудники ИГиРГИ под руководством Донабедова А. Т. и Сидорова В. А.. Методика исследований заключалась в комплексировании высокоточного повторного нивелирования с высокоточными гравиметрическими и повторными магнитометрическими наблюдениями при ведущей роли первого. Целью работ являлась разработка «...основ методики прогнозирования зон повышенной трещиноватости пород геологического

разреза по данным повторного нивелирования в пределах ТКП» [Современные..., 1987; <http://www.ceme.gsras.ru>; Новый каталог сильных землетрясений..., 1977]. Наблюдения выполнялись вдоль серии локальных и региональных профилей, расположенных в основном, поперечно простиранию основных геоструктурных элементов прогиба. Поперечные профили увязаны между собой сетью продольных профилей значительно меньшей плотности. Принятая методика наблюдений и применяемые приборы позволили выполнить повторное нивелирование со средней квадратической случайной погрешностью  $\pm 0,50 \div 0,95$  мм/км, высокоточные гравиметрические наблюдения с точностью  $\pm 0,025 \div 0,030$  мГал, высокоточные повторные магнитометрические наблюдения с точностью  $\pm 0,5$  нТл [Сидоров, Кузьмин, 1989]. По ряду площадей аналогичные исследования проводились сотрудниками Грозненского нефтяного института имени акад. М.Д. Миллионщикова [Керимов И.А. и др., 1992]. Таким образом, в пределах ТКП, на 01.01.1988 год общая протяженность линий повторного нивелирования достигла 3000 пог. км. В период 1975-1977 гг. вдоль линий выполнялось нивелирование II класса, а с 1978 г. – нивелирование II класса повышенной точности. В период 1975-1977 гг. вдоль линий выполнялось нивелирование II класса, с 1978 г. – нивелирование II класса повышенной точности.

На рис. 2 приведена схема современных вертикальных движений земной поверхности центральной части ТКП за период 1975-1984 гг. Выявлены значительные величины современных вертикальных движений земной поверхности (относительно одного из пунктов в пределах изучаемой территории). Основным элементом схемы является узкая (ширина 3-4 км), протяженная (около 100 км) зона высоких градиентов движений, которая установлена в осевой части прогиба и совпадает с продольными разломами, ограничивающими крупнейшие структуры осадочного чехла.

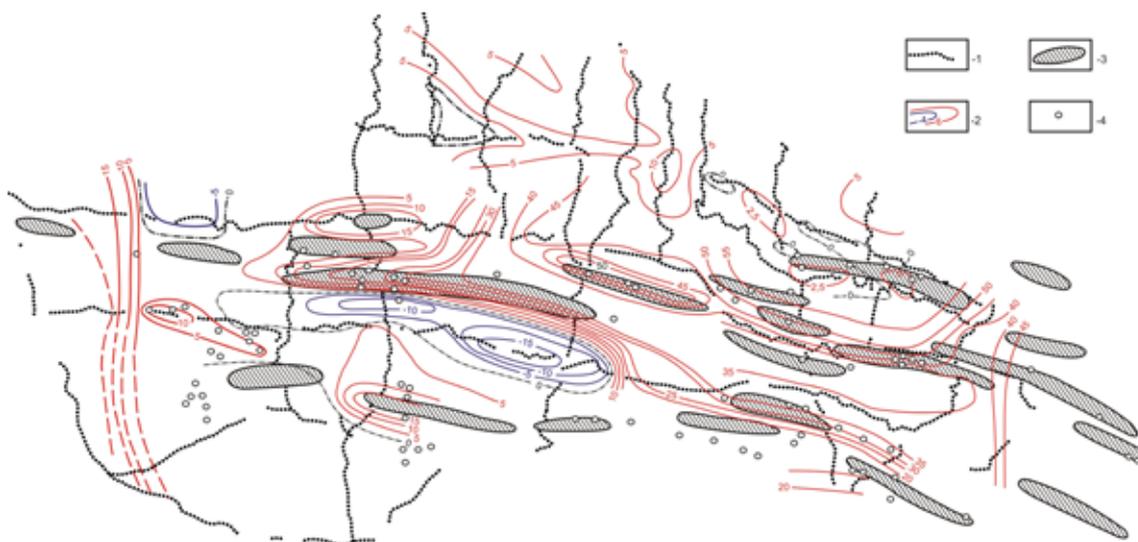


Рис. 2. Современные вертикальные движения земной поверхности в пределах Притеречной и Терско-Сунженской структурных зон [Современные ..., 1987]

Условные обозначения: 1 – местоположение пунктов повторного нивелирования; 2 – изолинии вертикальных смещений земной поверхности, мм, 3 – структуры, 4 – глубокие скважины

Материалы повторного нивелирования позволили выявить существенные значения СВДЗП, что свидетельствует о высокой современной тектонической активности ТКП, а также выделить региональные активизированные зоны и отдельные активные блоки.

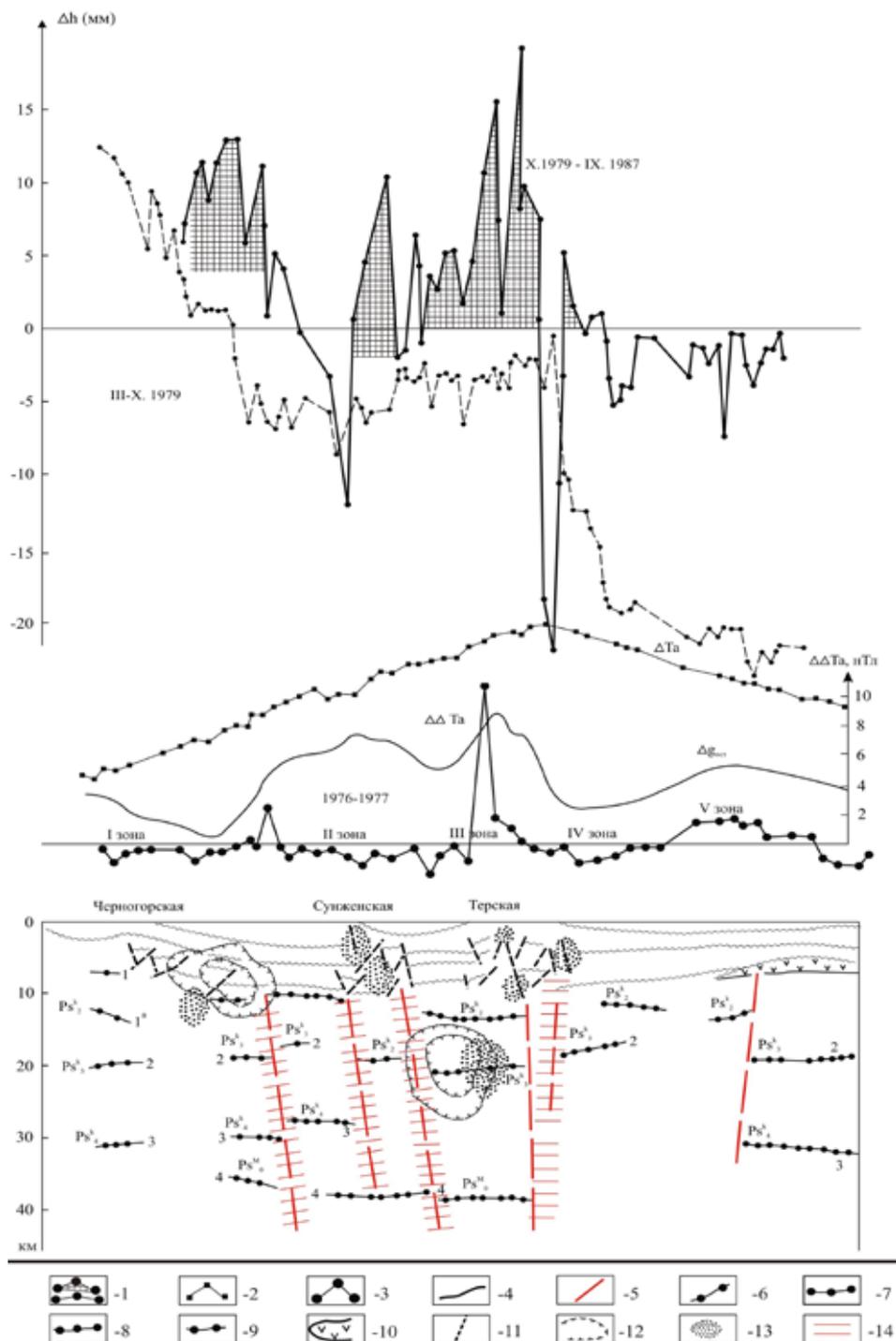


Рис. 3. СВДЗП и геофизические поля по региональному профилю II-II [Современная геодинамика..., 1989].

Условные обозначения: 1 – кривые СВДЗП за различные циклы наблюдений; 2 – кривая магнитного поля; 3 – кривая остаточных аномалий силы тяжести; 4 – кривая вариаций магнитного поля; 5 – разломы по геолого-геофизическим данным; 6-11 – сейсмические границы разделов по данным МОВЗ; 6 – поверхность кристаллического фундамента, 7 – поверхность гранитного слоя, 8 – поверхность базальтового слоя, 9 – кровля верхней мантии, 10 – эффузивные породы, 11 – разломы в консолидированной части коры; 12 – области разуплотнения пород в земной коре по данным интерпретации аномалий силы тяжести; 13 – зоны современного разупрочнения (повышенной трещиноватости) пород среды по данным бурения; 14 – субвертикальные кинематические флюидопроницаемые зоны геофизической среды по данным современной геодинамики.

На рисунке 3 (для примера), приведены графики изменения СВДЗП,  $\Delta g$ ,  $\Delta \Delta T_a$  вдоль профиля II-II, на котором хорошо видна региональная тенденция увеличения значений СВДЗП с севера на юг. Анализ изменений движений позволяет выделить две ступени. Первая ступень проявляется на севере. Длина ступени около 20 км. Вторая ступень включает в себя Терскую и Сунженскую структурные зоны и северную половину Черногорской моноклинали. Рассматриваемая ступень не является однородной и состоит из нескольких блоков, ограниченных высокоградиентными межблоковыми зонами. Сравнительно уверенно можно выделить шесть межблоковых границ. Первая граница выделяется уверенно. Ширина границы около 1 км. Амплитуда изменения интенсивности движений 10-12 мм. Величина градиентов движений 10-12 мм/км. По местоположению эта зона высоких градиентов движений совпадает с Беной – Эльдаровским разломом весьма активным в настоящее время.

Результаты, полученные в пределах Черногорской моноклинали, также показывают ее неоднородность в отношении распределения современных вертикальных движений земной поверхности. Типичные изменения современных вертикальных движений (характер изменения движений, величины градиентов, ширина современных поднятий и опусканий) также говорят в пользу того, что выявленные высокоградиентные границы – отражение на земной поверхности местоположения и степени современной активности разломов (рис.4).

По материалам изучения СВДЗП сформулированы следующие общие выводы:

Во-первых, ТКП характеризуется весьма высокой современной тектонической активностью и резко дифференцирован в этом отношении на совокупность блоков и межблоковых зон, которые объединяются в региональные системы. Ширина блоков современных поднятий и опусканий 6-7 км.

Во-вторых, выделяется совокупность градиентных межблоковых границ, которые хорошо сопоставляются с основными глубинными разломами, выделенными по данным МОВЗ. Наибольшей современной активностью характеризуются разломы, ограничивающие с севера поднятия, входящие в систему Терской антиклинальной зоны, и ограничивающие с юга поднятия, входящие в систему Сунженской антиклинальной зоны.

Отмечается два основных направления зон градиентного изменения движений – субширотное и северо-восточное. Из всей системы разломов более активными оказались продольные разломы. Величина градиентов в их пределах 5,2 мм/км. Поперечные же нарушения характеризуются величинами градиентов в среднем 4,2 мм/км (Терская структурная зона).

В-третьих, наиболее высокоактивными на современном этапе являются высокоактивные узлы пересечения блоков и межблоковых зон в местах пересечения зон – продольной и поперечной.

**Сейсмичность.** Исследуемая территория географически занимающей центральное место на Северном Кавказе традиционно считается районом с высоким уровнем сейсмичности. Здесь неоднократно происходили сильные землетрясения с  $M \geq 5$ . Интенсивность сотрясений в эпицентральной области отдельных землетрясений достигала  $I_0=8-9$  баллов, что отражено на Карте общего сейсмического районирования территории России (ОСР-97).

И ранее на данной территории происходили сильные землетрясения, в прошлом столетии известно более 20 землетрясений с силой 6 баллов и выше. К наиболее сильным из них относятся: 8-мибалльное Терское (Эльдаровское) землетрясение

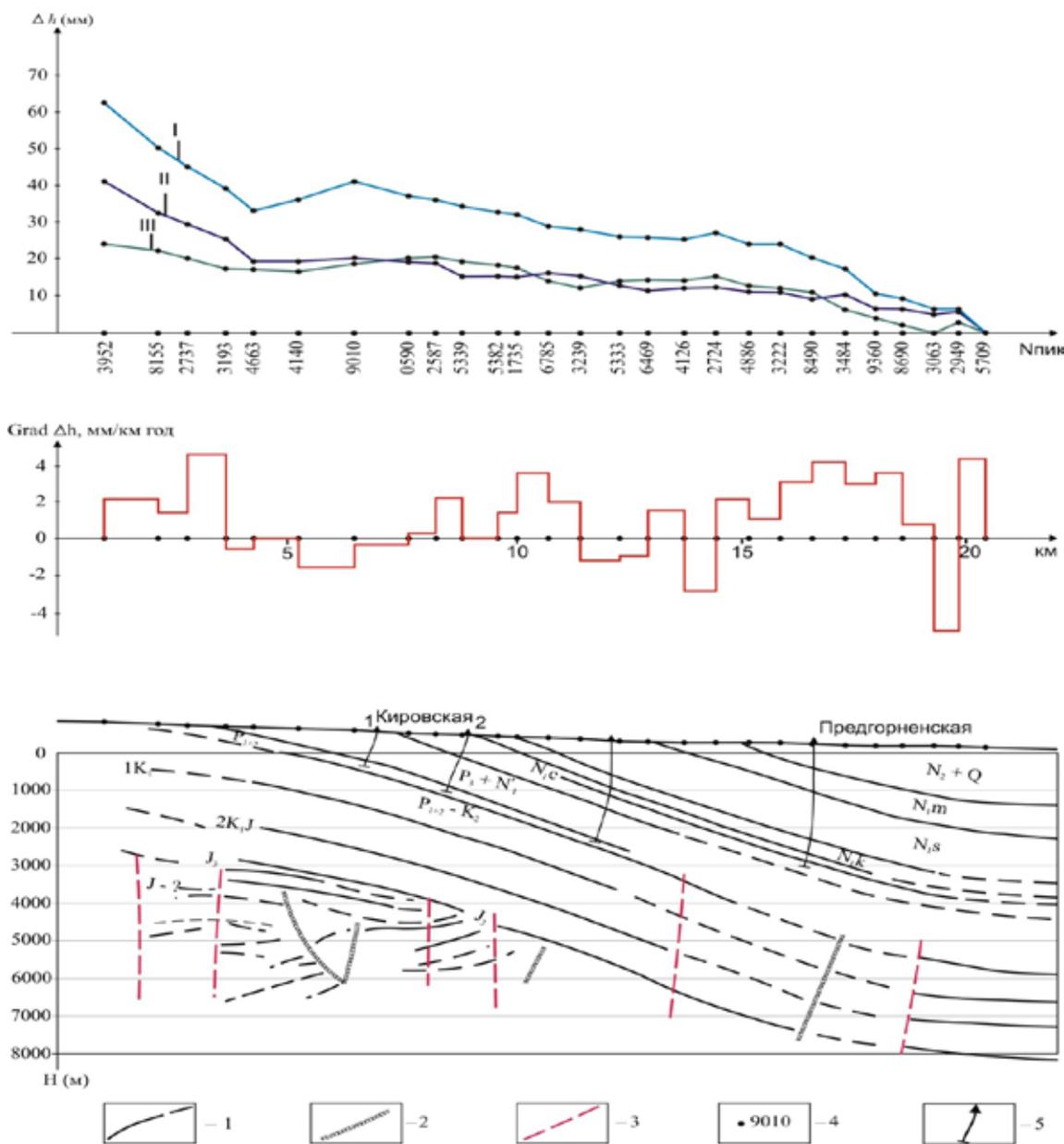


Рис. 4. Сопоставление геолого-геофизических и геодинамических данных  
 Условные обозначения: I – кривая повторного нивелирования за период времени 1984-1986 гг.;  
 II – кривая повторного нивелирования за период времени 1986-1985 гг.; III – кривая повторного  
 нивелирования за период времени 1985-1984 гг.; 1 – местоположение грунтовых реперов вдоль  
 нивелирного профиля; 2 – кривая изменения градиентов СДЗК; 3 – разрывные нарушения по  
 данным сейсморазведки МОВ ОГТ; 4 – предполагаемые разрывные нарушения по комплексу  
 гравиметрических и геодинамических данных; 5 – скважины.

1912 г. с  $M=5,7$  и очагом в мантии; 7-8-мибальное Веденское 1933 г. с  $M=5,2$ ; несколько семибальных, – в 1928 г. (Аргунское), 1966 г. (Аргунское-II), 1969 г. (Ачхой-Мартановское), 1971 г. (Старогрозненское), 1974 г. (Салатаусское). Черногорское землетрясение 1976 г. с сотрясениями на поверхности 8-9 баллов в эпицентре и сопровождалось многочисленными афтершоками. В 1984 г. практически в этой же эпицентральной зоне произошли два землетрясения; с  $M=5,2$  и интенсивностью 6-7 баллов, 1989 г. с  $M=5,0$ , а также в 2006 г. с  $M=4,5$  с очагом в верхней мантии.

Наиболее значительным из последних землетрясений явилось Курчалоевское землетрясение 11 октября 2008 г. с магнитудой  $M=5,7$  произошло в 11ч. 21 мин., проявилось в эпицентральной зоне с силой до 8 баллов и сопровождалось серией афтершоков. В результате землетрясения были человеческие жертвы и произошли сильные разрушения [Керимов, Гайсумов, 2009; К оценке сейсмической опасности..., 2007].

Ближайшие к очагу Курчалоевского землетрясения значительные по силе и ошутимости землетрясения произошли 31 марта (Гудермесское –I),  $M=4,2$ ,  $I_0=6-7$  баллов, и 9 ноября 1950 г. – (Гудермесское –II),  $M=5,0$ ,  $I_0=6$  баллов.

Вопросам изучения сейсмичности и сейсмоструктуры Северного Кавказа и в целом Кавказа посвящено значительное количество публикаций как в отечественной, так и зарубежной литературе, наиболее значительный и подробный обзор состояния изученности этого вопроса приведен в известных работах И.В. Ананьина и Г.П. Горшкова, и др., в которых и в некоторой степени рассматривалась и изучаемая территория [Ананьин, 1977; Горшков, 1984; Захарова и др., 1989].

Исходными материалами при изучении сейсмичности территории служат несколько источников. Во-первых, это Атлас землетрясений в СССР, 1962 под ред. Е.Ф. Саваренского М., 1962, Новый каталог землетрясений Кавказа с древнейших времен до 1975 года, во-вторых, Каталог землетрясений Кавказа с  $M \geq 4,0$  ( $K \geq 11,0$ ) с древнейших времен до 2000 г., в – третьих, Ежегодные сборники «Землетрясения в Евразии с 1992-2006 годы а также текущая информация Геофизической службы РАН [Атлас землетрясений в СССР, 1962; <http://zeus/wdcb/ru/sep/caucasus>].

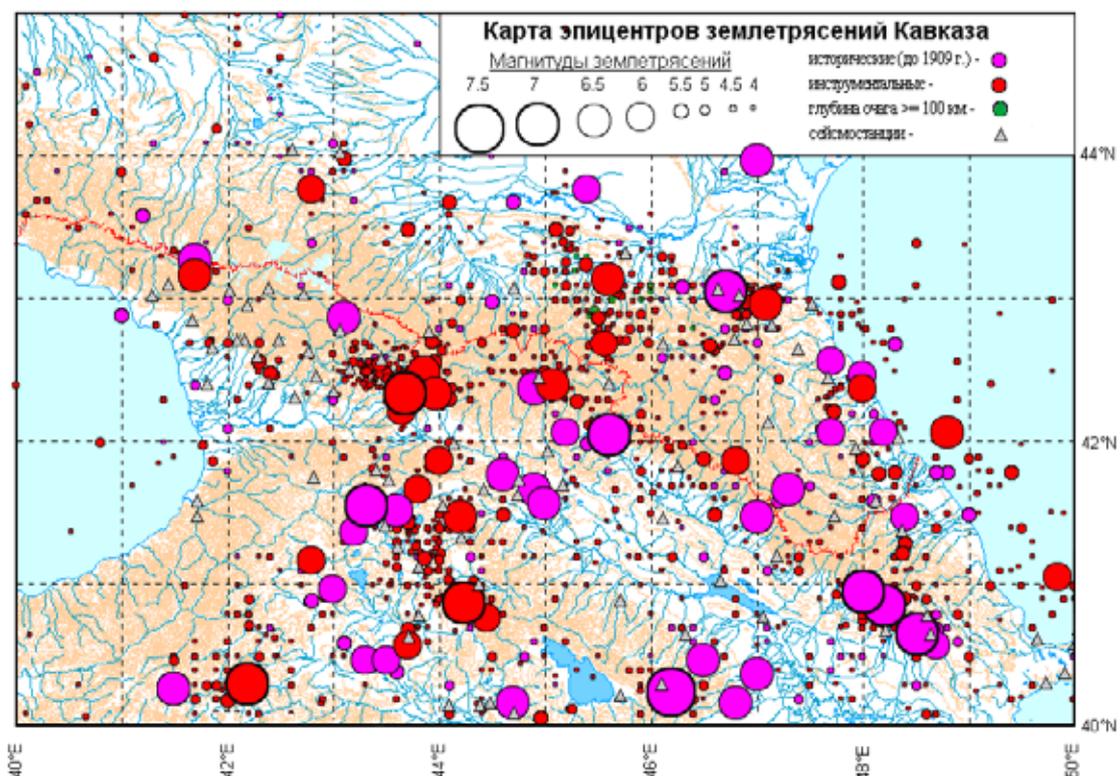


Рис. 5. Карта эпицентров сильных землетрясений Кавказа (По Уломову В.И., 2007 с дополнениями последних событий).

Распределение эпицентров землетрясений в целом неравномерное по всей территории. Наиболее сейсмичными являются центральная и южная части ТКП и в основном очаги землетрясений приурочены к зоне контролирующей границу Терско-Каспийского прогиба и мегантиклинория Большого Кавказа (рис. 5). Они сгруппированы в зоне Черногорской моноклинали в районах Датыхского и Бенойского выступов. Практически все землетрясения расположены в коре и верхней мантии и тяготеют к крупным разломам субширотного (кавказского) простирания и в большей степени к зонам сочленения разломов различной ориентировки [Габсатарова, 2011; Рогожин и др., 2008; Заалишвили, Рогожин, 2010].

**Сейсмическая активность.** В настоящее время в нашей стране наибольшее распространение получила сейсмическая активность  $A=A_{10}$ , которая представляет число очагов землетрясений  $K=10 \pm 0,5$  ( $M=3,3 \pm 0,3$ ), отнесенное ко времени 1 год и к площади  $1000 \text{ км}^2$ . Расчеты выполнялись способом суммирования с постоянной детальностью по формуле Ризниченко Ю.В. (1964). Расчет  $A_{10}$  производился для периода  $T_{\min}=52$  лет для землетрясений энергетических классов  $K$ , лежащих в диапазоне от 7 до 16.

На рисунке 6 приведена карта сейсмической активности Чеченской Республики, полученная способом распределения при указанных параметрах. Числовые значения  $A_{10}$  наносились на карты в соответствующие зоны заданной сети.

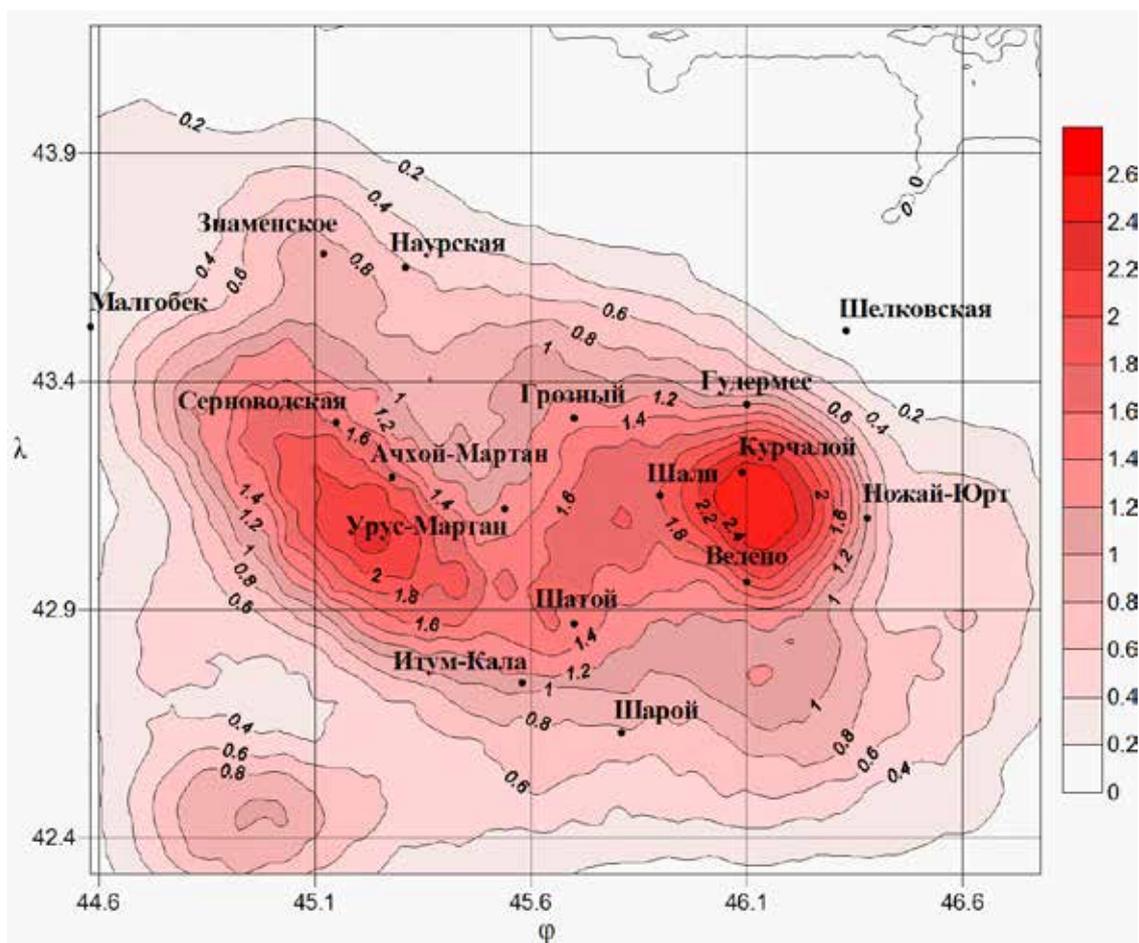


Рис. 6. Схема сейсмической активности  $A_{10}$  Чеченской Республики (период 1960-2012 гг.)

Анализ карты  $A_{10}$  свидетельствует о значительной неравномерности сейсмической активности по площади. Территориально зоны повышенной сейсмической активности приурочены к эпицентральных зонам сильных землетрясений и соответствуют известным сеймотектоническим зонам.

**Выделение зон ВОЗ по комплексу геолого-геофизических данных.** Для анализа разломной тектоники территории выполнен анализ и дешифрирование комплекса геолого-геофизических материалов: карта поверхности консолидированного фундамента; аномалии силы тяжести в редукции Буге в М 1:200000; интерпретация производных аномалий силы тяжести  $Wsz$ ,  $Wzzz$ ; аномалии магнитного поля  $\Delta Za$ ; дешифрирование АКС и сейсмологические данные.

В результате анализа и интерпретации составлена карта линеаментов отождествляемых с разломами (рис. 7). Методика выделения линеаментов, их интерпретации и последующего анализа рассмотрена ранее [Керимов, Моллаев, 1989; Керимов, Бадаев, 2014].

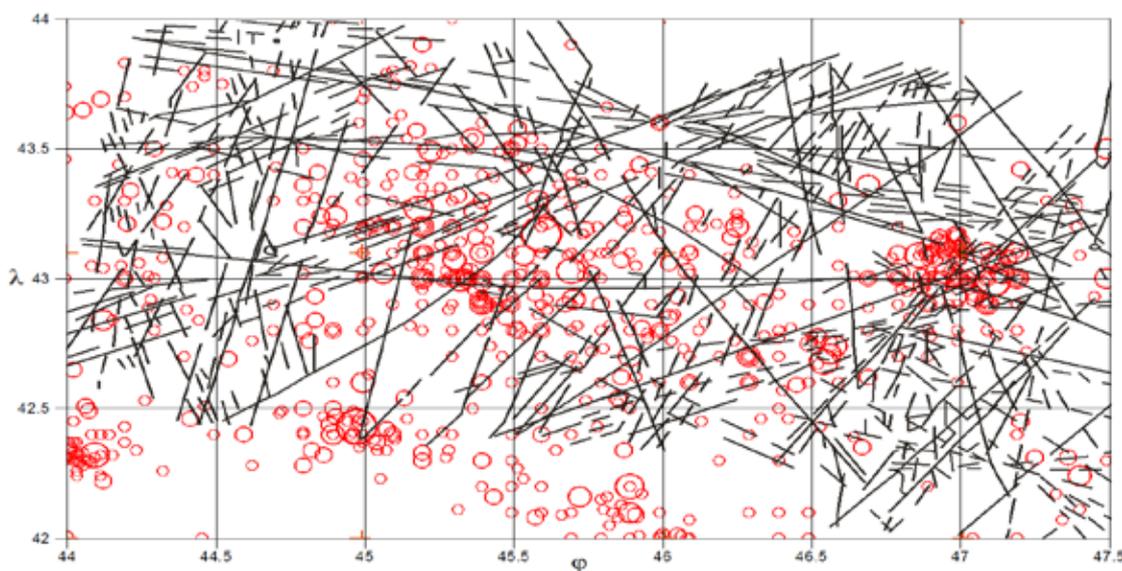


Рис. 7. Карта линеаментов и эпицентров землетрясений в М 1:500000.

Комплексный анализ имеющегося геолого-геофизического материала позволил выделить основные структурно-тектонические элементы глубинного строения ТКП (рис. 8).

Выделение сейсмогенерирующих структур (СГС) проводилось по следующим признакам:

- повышенная дифференциация геологических структур связанная с разломами и разрывными нарушениями;
- глубина проникновения структур;
- возраст заложения структур, обуславливающий длительность формирования СГС;
- повышенная четвертичная и современная геодинамическая активность;
- наличие структурных перестроек за счет изменения морфологии, смены знака движений и т. п.

При выделении зон ВОЗ максимальная наблюдаемая в зоне магнитуда принималась в качестве  $M_{\max}$ . Глубина заложения СГС определяется геофизическими и сейсмологическими материалами. Ширина выделяемых зон ВОЗ опре-

делялась с учетом  $M_{\max}$  и составляла не менее половине линейной протяженности соответствующего очага землетрясения.

Были выделены основные зоны ВОЗ с  $M_{\max} \geq 5,0$ . Остальная территория отнесена к областям с фоновой сейсмичностью  $M_{\max} < 5,0$ . Каждой зоне придавалась магнитуда в зависимости от максимальной наблюдаемой магнитуды.

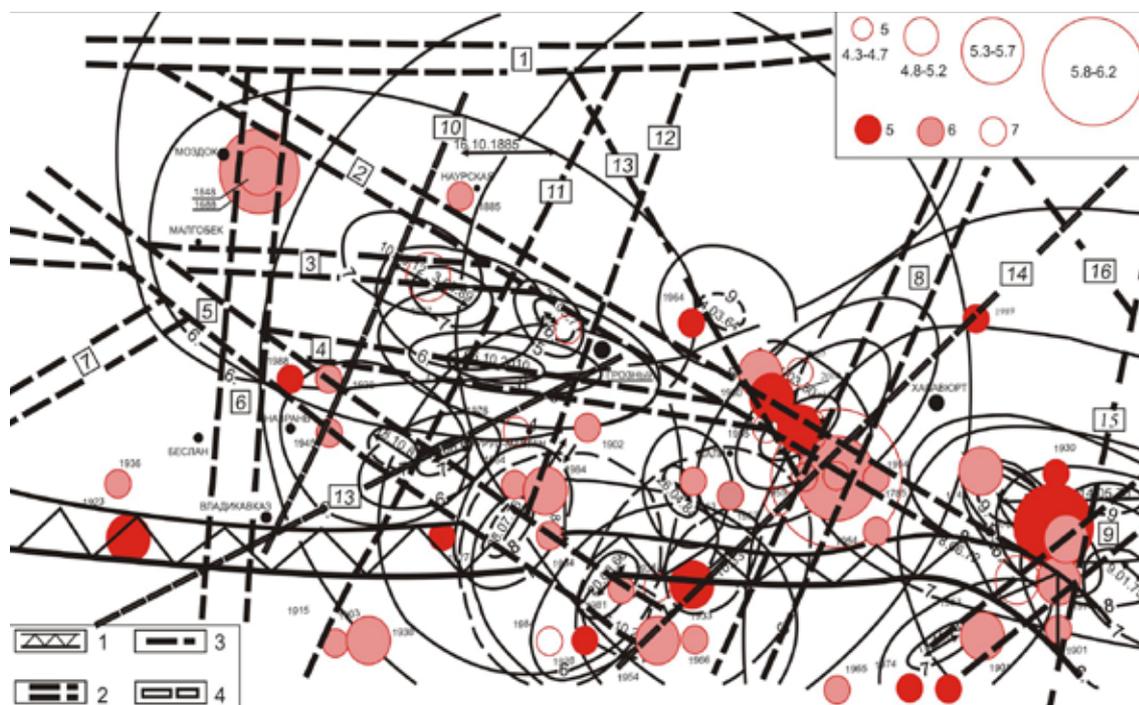


Рис. 8. Схема разломов и эпицентры сильных землетрясений.

Условные обозначения: 1 – флексурно-разрывные зоны; 2 – шовно-сдвиговая зона; 3 – разломы; 4 – линейменты по геофизическим данным, предположительно лево-сдвиговые разломы; 5, 6, 7 – эпицентры землетрясений с глубинами, 5 – до 10 км, 6 – 11–35 км, 7 – более 35 км. Разломы и разрывные зоны: 1 – Северный краевой, 2 – Беной-Эльдаровский, 3 – Терский, 4 – Сунженский, 5 – Даттыхско-Ахловский, 6 – Цхинвал-Казбекский, 7 – Пшекиш-Тырнаузский, 8 – Курчалоевский, 9 – Буйнакский, 10 – Карабулакский, 11 – линеймент выделяемый по геофизическим данным, 12 – Аргунский, 13 – Гудермский, 14 – Хасавюртовский, 15 – Тарумовский, 16 – Махачкалинский.

Общая характеристика сеймотектонических зон:

1. Владикавказская зона ВОЗ относится к одноименной флексурно-разрывной зоне. Землетрясения этой зоны относятся к верхне- и среднекоровым.  $M_{\max}^{\text{набл}} = 5,4$  (1915 г.). Выявленные в этой зоне палеосейсмодислокации [Рогожин Е.А. и др., 2008, 2013], позволяют увеличить  $M_{\max}$  до 6,5.

2. Бенойско-Эльдаровская зона ВОЗ разделяется на две подзоны: Моздокскую и Горагорскую подзоны.

2.1. Моздокская подзона расположена на пересечении Северной краевой шовной зоны и Беной-Эльдаровского погребенного разлома. Максимальная наблюдаемая магнитуда  $M_{\max}^{\text{набл}} = 5,3$  (1688 г.). Очаги относятся к верхне- и среднекоровым.

2.2. Горагорский узел также расположен на пересечении сбросовой погребенной зоны, проходящей вдоль Моздокской подзоны ВОЗ, и погребенного палеозойского разлома, выделяемого по геофизическим данным. Он характеризуется достаточно высокой сейсмичностью, приуроченной к двум уровням по глубине: нижнекоровому – наиболее сильному Терскому землетрясению 1912 г. ( $M=5,7$ ) и верхнекоровому – землетрясению 1989 г. ( $M=5,0$ ,  $H=13$  км).

3. *Северная краевая зона ВОЗ* расположена на пересечении погребенного Северной (Краевой) шовной зоне, пересекающего Горагорский узел. Характеризуется достаточно высокой нижнекоровой сейсмичностью:  $M_{\max}^{\text{набл}}=6,0$  (1885 г.).

4. *Грозненская зона ВОЗ* связана с субмеридианальной зоной поперечного разлома, являющимся продолжением Пшекиш-Тырныаузского разлома. Для этой зоны характерно  $M_{\max}^{\text{набл}}=5,3$  (1971 г.). Глубина очагов сильных землетрясений более 25 км.

5. *Даттых-Ахловская зона ВОЗ* связана с разломами субкавказского простирания. Очаги землетрясений этой зоны подразделяются на ниже- и верхнекоровые. Максимальная наблюденная магнитуда (1981 г.)  $M=5,4$ .

6. *Черногорская зона ВОЗ* приурочена к южному окончанию одноименной флексурно-разрывной шовной зоны и южными окончаниями разломов субкавказского простирания. Для этой зоны характерны как слабые приповерхностные очаги, так и коровые. Максимальная наблюденная магнитуда соответствует Черногорскому землетрясению 1976 г. ( $M=6,2$ ).

7. *Гудермесская зона ВОЗ* приурочена к сбросовой погребенной зоне, ориентированной с запада-северо-запада на восток-юго-восток. Характеризуется сравнительно неглубокими (порядка 10 км) очагами умеренно сильных ( $M \geq 5$ ) землетрясений и приповерхностными ( $h \sim 3 \div 4$  км) очагами достаточно слабых ( $M \approx 4$ ), но весьма ощутимых (до 7 баллов в эпицентре) землетрясений. Максимальная наблюденная магнитуда  $M_{\max}^{\text{набл}}=5,7$  (2008 г.).

8. *Дагестанская зона ВОЗ* разделяется на две подзоны и включает соответственно Хасавюртовский и Буйнакский участок. Эта зона формируется развитием двух флексурно-разрывных зон, причем наиболее сильная сейсмичность приурочена к северной зоне.

8.1. *Хасавюртовская зона ВОЗ* характеризуется умеренно высокой сейсмичностью  $M_{\max}^{\text{набл}}=5,5$  (1785 г.), наиболее сильные землетрясения приурочены к верхней части кристаллического фундамента (12-18 км).

8.2. *Буйнакская зона ВОЗ* – характеризуется наиболее сильными землетрясениями в пределах Большого Кавказа  $M_{\max}^{\text{набл}}=6,6$  (1970). Максимальные землетрясения также происходили в верхней части кристаллического фундамента (13-16 км).

## Выводы

Выполненный комплексный анализ геолого-геофизической и сейсмологической информации позволяет выделить общие закономерности развития геодинамических процессов. Территория исследований характеризуется высокой степенью развития современных тектонических процессов и соответственно высокой сейсмической активностью. Характер развития геодинамической активности определяется разломно-блоковым строением, при ведущей роли первых, что подтверждается характером СВДЗП. Отмечается приуроченность зон ВОЗ к узлам деструкций (пересечениям разломов) определенных генераций – тектонических активизаций.

## Литература

1. Ананьин И.В. Сейсмичность Северного Кавказа. М.: Наука, 1977. 148 с.
2. Атлас землетрясений в СССР / Под ред. Саваренского Е.Ф. М.: АН СССР, 1962. 337 с.
3. Габсатарова И.П. Современная сейсмичность Чеченской Республики // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Мате-

риалы Всероссийской научно-технической конференции. Грозный: Академия наук Чеченской Республики, 2011. С. 218-224.

4. Геологическое развитие и становление современной структуры Терско-Каспийского передового прогиба / Короновский Н.В., Гушин А.И., Никитин М.Ю. и др. // Тектоника орогенных сооружений Кавказа и средней Азии. М.: Наука, 1990. С. 4-35.

5. Горшков Г.П. Региональная сеймотектоника территории юга СССР: Альпийский пояс. М.: Наука, 1984. 271 с.

6. Заалишвили В.Б., Рогожин Е.А. Оценка сейсмической опасности территории на основе современных методов детального сейсмического районирования и сейсмического микрорайонирования // Мониторинг и прогнозирование природных катастроф / Труды Института геологии ДНЦ РАН. Махачкала, 2010. С. 251-262.

7. Захарова А.И., Старовойт О.Е., Яковлев Ф.Л. Блоковая сейсмичность Северного Кавказа // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 137-148.

8. Каталог землетрясений Кавказа с  $M \geq 4,0$  ( $K \geq 11,0$ ) с древнейших времен до 2000 г. Составитель Годзиковская А.А. / МЦД по физике твердой Земли. Геофизический центр РАН [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://zeus/wdcb/ru/sep/caucasus>.

9. Керимов И.А., Крисюк И.М., Гайсумов М.Я. Геофизические поля, системы разломов и сейсмичность Чечено-Ингушетии. Депонировано в ВИНТИ № 1066-В92 от 30.03.92. М., 1992. 91 с.

10. Керимов И.А., Гайсумов М.Я. Курчалоевское землетрясение 11 октября 2008 г. // Вестник Академии наук Чеченской Республики, 2009. № 2 (11). С. 48-53.

11. Керимов И.А., Гайсумов М.Я. Сильные землетрясения на территории Чеченской Республики // Вестник Академии наук Чеченской Республики, 2010. № 1 (12). С. 57-62.

12. Керимов И.А., Гайсумов М.Я. Сейсмичность и современная геодинамика территории Чеченской Республики // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Материалы II Всероссийской научно-технической конференции. Грозный: Академия наук Чеченской Республики, 2012. С. 43-64.

13. Керимов И.А., Бадаев С.В. Сейсмичность и сейсмический режим территории Восточного Предкавказья // Известия КБНЦ РАН, 2014. № 1 (57). С. 38-45.

14. Керимов И.А., Моллаев З.Х. Гравитационное поле и сейсмичность Чечено-Ингушетии // Вопросы сейсмичности Восточного Предкавказья / Тр. Института геологии Даг. Филиала АН СССР. Вып.40. Махачкала, 1989. С.-90-97.

15. К оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе / В.И. Уломов, Т.И. Данилова, Н.С. Медведева и др. // Физика Земли, 2007. № 7. С. 31-45.

16. Кузнецова В.Г., Максимчук В.Е. Результаты тектоно-магнитных исследований для изучения структуры и современной геодинамики литосферы Терско-Каспийского прогиба // Геофизический журнал, 1991. Т. 13. № 6. С. 47-55.

17. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 482 с.

18. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР / Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. М.: Недра, 1977. С. 69-170.

19. Рогожин Е.А., Габсатарова И.П., Погода Э.В. Зоны ВОЗ и сейсмичность территории Республики Северная Осетия-Алания // Сейсмичность Северной Евразии. Материалы Международной конференции. Обнинск: ГС РАН, 2008. С. 243-249.

20. Рогожин Е. А., Лутиков А. И., Овсяченко А. Н. Оценка сейсмической опасности Северного Кавказа в детальном масштабе // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений, 2013. № 5. С. 14-19.

21. Сидоров В. А., Кузьмин Ю. О. Современные движения земной коры осадочных бассейнов. М.: Наука, 1989. 183 с.

22. Современные движения земной коры и нефтегазоносность: на примере Терско-Каспийского передового прогиба / В. А. Сидоров, С. В. Атанасян, М. В. Багдасарова и др. М.: Недра, 1987. 115 с.

23. Талалаев В. Д. Тектоника и нефтегазоносность глубоко залегающих толщ мезозоя Терско-Каспийского прогиба // Тр. СевКавНИПИнефть. 1980. Вып. 33. С. 33-42.

24. Тектоника Восточного Предкавказья / А. И. Летавин, Ю. А. Романов, Л. М. Савельева и др. М.: Наука, 1975. 80 с.

25. Геофизическая служба РАН [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.ceme.gsras.ru/>.

## GEODYNAMICS AND SEISMICITY TEREK-CASPIAN BASIN

© 2014 I. A. Kerimov, M. J. Gaisumov

Complex Scientific Research Institute of RAS, 364020, Grozny, Staropromyslovskoye w., 21a, e-mail: [ibragim\\_kerimov@mail.ru](mailto:ibragim_kerimov@mail.ru), [gro\\_ss@bk.ru](mailto:gro_ss@bk.ru)

The questions of tectonics, geodynamics and seismicity modern Terek-Caspian basin was study. Character powerful tectonic movements defined fault-block structure of the crustal surface and is reflected in the sedimentary cover. These recent crustal movements study indicate a high degree of modern vertical movements are concentrated in certain areas, which are identified with buried faults. According to the complex geological and geophysical data allocated the faults of different orientation and correspondingly different phases of tectonic activity. Analysis of seismic activity. As a result, processing and interpretation of a large amount of geological and geophysical data areas of paleo-and modern geodynamic activity. An analysis of the fault-block tectonics, development recent vertical movements and modern seismic activity, zones of possible sources of earthquakes.

**Keywords:** geology, tectonics, faults, modern geodynamic activity, earthquake, Terek-Caspian basin.

УДК 550.34

## ТРАНСФОРМАЦИЯ РАСЧЕТНОЙ АКСЕЛЕРОГРАММЫ ПРИ УЧЕТЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СИСТЕМЫ «СООРУЖЕНИЕ-ОСНОВАНИЕ» С УЧЕТОМ НЕЛИНЕЙНЫХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ

© 2014 О.В. Мкртычев, д.т.н., проф., Г.А. Джинчвелашвили, к.т.н., проф.,  
М.С. Бусалова

Московский Государственный Строительный Университет им. Н.Э. Баумана,  
105005 г. Москва, 2-я Бауманская ул., д. 5, стр. 1, e-mail: bauman@bmstu.ru

В данном исследовании определены ускорения фундаментной плиты, лежащей на нелинейно деформированном основании. Результаты показывают, что исходная акселерограмма претерпевает коррекцию, из чего следует вывод, что неучет изменения параметров внешнего сейсмического воздействия, может приводить к дефициту несущей способности и сейсмостойкости строительных конструкций, проектируемых в сейсмических районах.

**Ключевые слова:** акселерограмма, нелинейность, моделирование.

### 1. Вступление

При проектировании особо ответственных сооружений нормами проектирования предписано учитывать нелинейные свойства грунтовой среды [Мкртычев, 2010].

При расчете на землетрясения напряжения и деформации изменяются в большом диапазоне и зависимость между ними становится существенно нелинейной. Возникает необходимость учитывать эту нелинейность при описании определяющих соотношений.

Модель грунта должна удовлетворять следующим основным требованиям.

- быть способной реально отображать механизм деформирования грунта;
- содержать параметры, которые могут быть определены из стандартных лабораторных испытаний;
- иметь общность и простоту использования с вычислительной точки зрения.

### 2. Постановка задачи

Рассмотрим плиту, лежащую на нелинейно деформируемом полупространстве. К данной плите приложена равномерно распределенная нагрузка, эквивалентная весу 18-ти этажного здания. Расчетная схема представлена на рис. 1, а на рис. 2 – акселерограмма внешнего воздействия, приложенного по вертикальному направлению  $Z$ . Синтезированная акселерограмма исходного воздействия получена Институтом физики земли (ИФЗ) РАН для района Имеретинской низменности г. Сочи. Решение задачи будем искать во временной области путем прямого интегрирования уравнений движения по явной схеме с помощью программного комплекса LS-DYNA [Мкртычев, Джинчвелашвили, 2012]. Моделирование выполнено с помощью объемных конечных элементов.

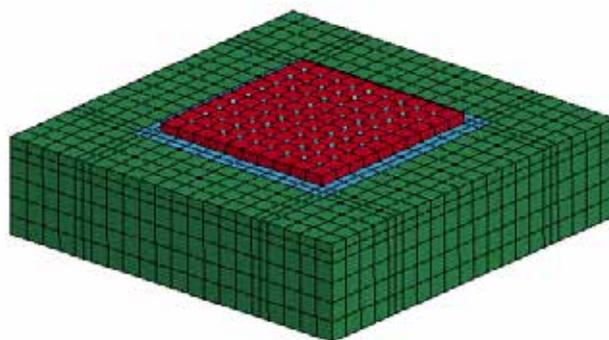


Рис.1 Расчетная схема

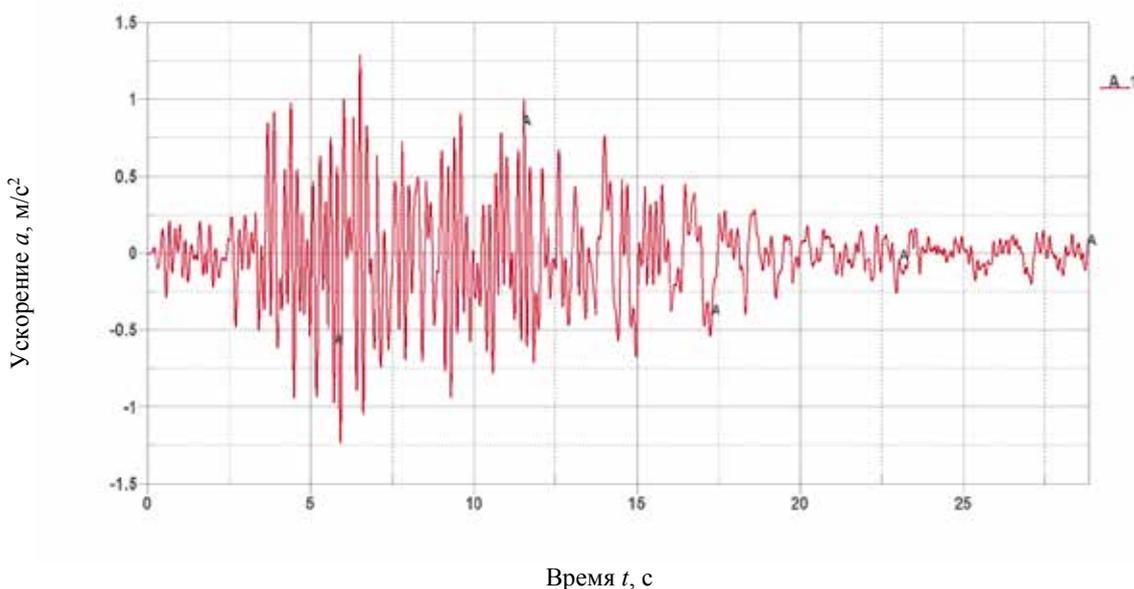


Рис.2 Акселерограмма внешнего воздействия

Приняты следующие исходные данные.

Плита: размер в плане 20 м × 20 м; толщина 1 м; модуль упругости  $E_{пл} = 3 \cdot 10^4$  МПа; коэффициент Пуассона  $\nu = 0.2$ ; плотность материала плиты  $\rho = 2500$  кг/м<sup>3</sup>. Вес каждой массы, сосредоточенной в узлах плиты равен 70 000 кг.

Грунт основания задан в виде нелинейно деформируемого полупространства по модели Мора-Кулона.

В качестве критерия перехода грунта в пластическое состояние можно применять следующее линейное соотношение, выражающее известный закон Кулона для грунтов:

$$|\tau_n| = c + \operatorname{tg}\varphi \cdot \sigma_n, \quad (1)$$

где  $\tau_n$  и  $\sigma_n$  – касательная и нормальная (сжимающая) компоненты напряжения на элементарной площадке с нормалью  $n$ ;  $c$  – удельное сцепление;  $\varphi$  – угол внутреннего трения грунта.

Обобщая критерий Кулона (1) для случая трехмерного НДС, получаем следующее условие текучести:

$$\left. \begin{aligned} |\sigma_1 - \sigma_2| &= (2c \cdot ctg\varphi - \sigma_1 - \sigma_2) \sin \varphi; \\ |\sigma_2 - \sigma_3| &= (2c \cdot ctg\varphi - \sigma_2 - \sigma_3) \sin \varphi; \\ |\sigma_3 - \sigma_1| &= (2c \cdot ctg\varphi - \sigma_3 - \sigma_1) \sin \varphi \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Уравнения (2) образуют в пространстве главных напряжений поверхность текучести в виде шестигранной пирамиды (часто называемой пирамидой Мора-Кулона), ось которой совпадает с гидростатической осью, а вершина находится в точке с координатами  $\{c \cdot ctg\varphi; c \cdot ctg\varphi; c \cdot ctg\varphi\}$ .

Физико-механические характеристики грунта заданы следующим образом: плотность  $\rho = 2000 \text{ кг/м}^3$ ; коэффициент Пуассона  $\nu = 0.3$ ; модуль деформации  $100 \text{ МПа}$ , удельное сцепление  $c = 34 \text{ кПа}$ , угол внутреннего трения  $\varphi = 23^\circ$ .

Расчет производился с применением методики SSI (Soil-Structure Interaction) [Bielak et al., 2013]. Данный алгоритм позволяет эффективно моделировать взаимо-

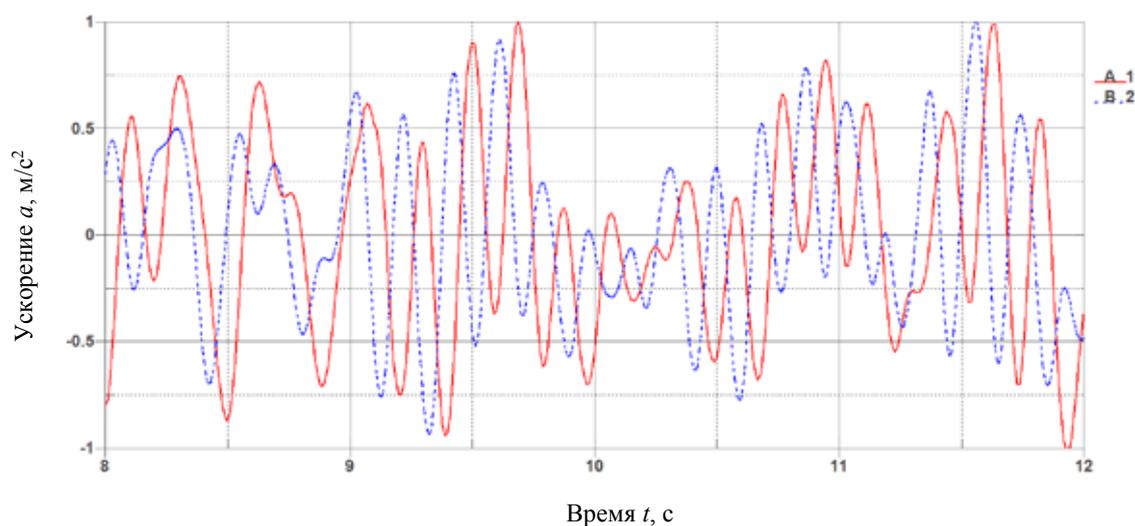


Рис.3 Исходная акселерограмма (кривая B) и ускорения точки середины плиты (кривая A)

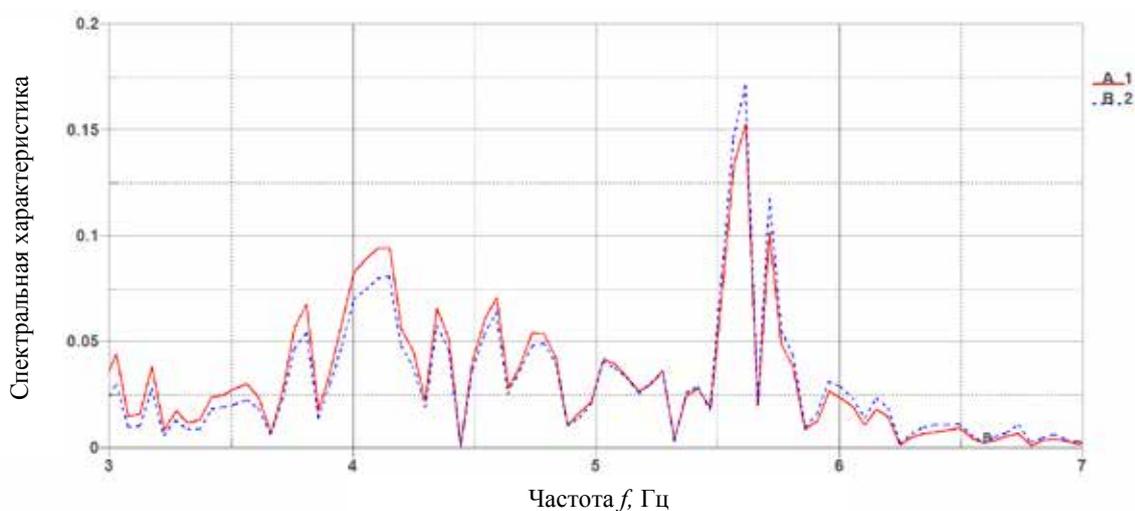


Рис.4 Спектр исходной акселерограммы (кривая B) и спектр ускорения середины плиты (кривая A)

действие конструкции с линейно и нелинейно деформируемым полупространством в виде ограниченного массива с «прозрачными» границами.

На рис. 3 показан фрагмент ускорения точки плиты на нелинейно деформируемом полупространстве (кривая А). Для сравнения на графике приведена акселерограмма исходного воздействия (кривая В), приложенного по вертикальному направлению Z.

На рис. 4 приводится сравнение спектра исходной акселерограммы (кривая В), полученной для свободной поверхности грунта и спектра ускорения середины плиты (кривая А).

### Вывод

Таким образом, в ходе данного исследования определены ускорения фундаментной плиты, лежащей на нелинейно деформированном основании, принятом по модели Мора-Кулона при действии вертикальной составляющей акселерограммы землетрясения. По результатам видно, что исходная акселерограмма претерпевает коррекцию, из чего следует вывод, что неучет изменения параметров внешнего сейсмического воздействия, вызванного влиянием самого сооружения приводит к погрешности результатов расчета, идущей не «в запас», что, в свою очередь, может приводить к дефициту несущей способности и сейсмостойкости строительных конструкций проектируемых в сейсмических районах.

### Литература

1. Мкртычев О. В. Безопасность зданий и сооружений при сейсмических и аварийных воздействиях. – М.: МГСУ, 2010. – 152 с.
2. Мкртычев О. В., Джинчвелашвили Г. А. Проблемы учета нелинейностей в теории сейсмостойкости (гипотезы и заблуждения). – М.: МГСУ, 2012. – 192 с.
3. J. Bielak, K. Loukakis, Y. Hisada, C. Yoshimura. Domain reduction method for three-dimensional earthquake modeling in localized regions, Part I: Theory. Bulletin of the Seismological Society of America, April 2003.

## OPTIONS FOR SETTLEMENT SYSTEMS ACCELERORAMS «CONSTRUCTION-BASIS», TAKING INTO ACCOUNT NONLINEAR PROPERTIES OF THE SOIL

© 2014 O.V. Mkrtychev, Doct. Techn. Sci., G.A. Djinchvelashvili, Cand. Techn. Sci., M.S. Busalova

Moscow State Construction University, 5, 2-nd Baumanskaia st., Moskva, 105005,  
e-mail: bauman@bmstu.ru

In this investigation the accelerations of the base plate, which lies on the nonlinearly deformed base, are determined. Results show that initial accelerogram undergoes correction, from what follows the conclusion that the disregard of a change in the parameters of external seismic action, can lead to the scarcity of the bearing capacity and seismic stability of the structures of those projected in the seismic regions.

**Keywords:** accelerogram, nonlinearity, simulation

УДК 551.21

## **СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ПРОБЛЕМЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ОЧАГОВ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА В ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКОМ СКЛАДЧАТОМ СООРУЖЕНИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА (НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА ШУГО)**

© 2014 Е. А. Рогожин, д.г.-м.н., проф., А. Л. Собисевич, Л. Е. Собисевич,  
Т. Ю. Тверитинова

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, 123995, ГСП-5, Москва Д-242,  
Б. Грузинская ул., 10, стр. 1, E-mail: direction@ifz.ru

Большинство грязевых вулканов расположено вдоль крупных тектонических зон Средиземноморского и Тихоокеанского подвижного поясов. Важным условием грязевулканических процессов являются складчатые деформации и дизъюнктивная дислоцированность осадочных образований. Вулкан Шуго – один из наиболее известных действующих грязевых вулканов Таманской грязевулканической провинции в северо-западной периклинальной части альпийского складчатого сооружения Большого Кавказа. На фоне относительно спокойного «характера» этого грязевого вулкана в 1903, 1908 и 2006 гг. наблюдались кратковременные бурные извержения. Новые геофизические данные о глубинном строении вулкана Шуго расширяют наши представления о механизмах деятельности данного геологического объекта с учётом имеющихся материалов о его структурно-геологической позиции. В ходе полевых работ нами уточнено глубинное строение и получены данные о трещинно-разрывных структурах вулканической постройки, позволяющие перейти к рассмотрению тектодинамических условий формирования вулкана Шуго.

**Ключевые слова:** грязевой вулканизм, грязевулканическая провинция, диапиризм, брекчия.

### **Введение**

Действующий грязевой вулкан Шуго (рис. 1), расположенный на южном склоне Западно-Кубанского передового прогиба, – один из самых интересных объектов Северо-Западного Кавказа (СЗК) [Собисевич, 2001; Барабошкин, 2012]. Грязевулканическая деятельность Шуго в течение длительного времени отличается постоянной сменой активных и спокойных периодов, систематическим выбрасыванием газов и сопочной грязи с незначительным содержанием грубообломочного материала.

В настоящее время многие вопросы, связанные с химическим составом продуктов извержений вулкана подробно освещены в научной литературе [Шнюков и др., 1971, 1986, 1992; Собисевич и др., 2005; Собисевич, Лиходеев, 2007]. В последнее время наметился определённый прогресс в вопросах изучения глубинного строения и механизмов деятельности грязевых вулканов современными геофизическими методами [Собисевич и др., 2008; Горбатиков и др., 2008а]. В результате выполнения комплекса полевых экспериментов и математического моделирования получены новые данные о глубинном строении вулкана Шуго и определены возможные пути поступления флюидов [Глинский и др., 2007, 2008; Собисевич, Лиходеев,

2007]. Структурно-геологические наблюдения, выполненные на поверхности вулканической постройки, расширяют и дополняют наши представления о современных динамических процессах и механизмах функционирования этого уникального геологического образования.



Рис. 1. Общий вид на грязевулканическую постройку Шуго. На переднем плане сопка Войтова

## 1. Таманская грязевулканическая провинция.

**Структурное положение.** Таманская грязевулканическая провинция, расположенная на стыке складчатых сооружений Горного Крыма и Большого Кавказа Керченско-Таманской грязевулканической области, занимает участок на погружении орогенных складчатых структур мегантиклинория Большого Кавказа под слабодислоцированный кайнозойский чехол поперечного Керченско-Таманского и передового Западно-Кубанского прогибов (рис. 2) [Государственная геологическая карта..., 2009].

В юго-восточной части провинции располагается мегантиклинорий Северо-Западного Кавказа (СЗК), сложенный в осевой зоне складчатыми комплексами мела и палеогена и выходящими в ядрах антиклинорийных структур домеловыми породами. В прогибах развиты глинистые толщи майкопа и контрастные по составу, включая грубую молассу, плиоцен-четвертичные комплексы. Отложения верхнего мела, палеогена и майкопской серии ступенчато погружаются в сторону Керченско-Таманского поперечного и Западно-Кубанского передового прогибов. Мегантиклинорий построен комплексом складчато-покровных структур, разбитых различно ориентированными крутопадающими разрывами. Складки, покровы и крутопадающие разрывы закономерно вписываются в системы разномасштабных зон концентрации деформаций (ЗКД) разного кинематического типа. Зоны концентрации деформаций субширотного («кавказского») простираения в подавляющем большинстве являются структурами сжатия. Это системы складок, складчато-покровных и складчато-взбросовых структур. Зоны концентрации деформаций субмеридионального («антикавказского») простираения выражены сбросо-раздвиговыми или флексурно-сбросовыми структурами. Сдвиговая деформация проявлена в основном в виде зон

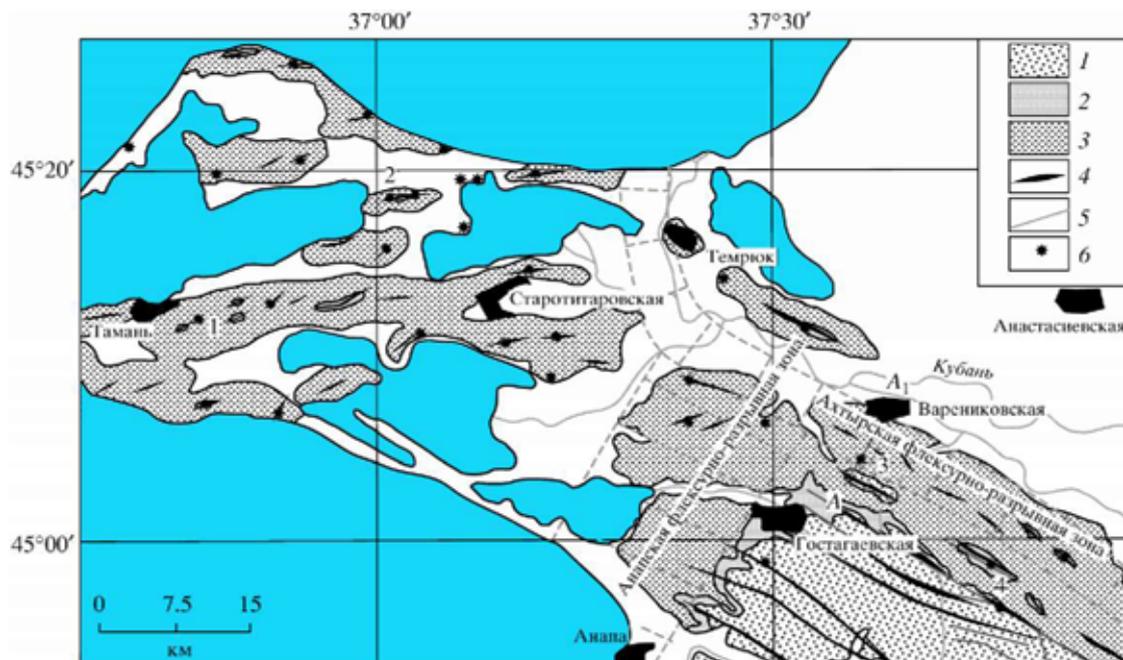


Рис. 2. Тектоническая схема Таманского полуострова и периклиналильного замыкания Северо-Западного Кавказа. 1 – мел-палеогеновые отложения; 2 – майкопская серия (олигоцен-миоцен); 3 – неогеновые отложения; 4 – оси антиклинальных складок; 5 – крупнейшие складчатые разрывные нарушения; 6 – грязевые вулканы: горы Карabetова (1); Западный Цымбал (2); Шуго (3); Гладковский (4). А-А1 – линия геофизического профиля 2006 года.

сдвиговых деформаций с кулисно расположенными в них системами складчатых или разрывных структур. Сам мегантиклинорий является крупнейшей в регионе ЗКД сжатия [Маринин, Расцветаев, 2008; Попков, 2007; Расцветаев, 1987а, б; Расцветаев и др., 1999]. Складчатое сооружение и обрамляющие его прогибы пересекается рядом поперечных флексурно-разрывных зон сдвиго-сбросового характера (Анапская, Джидинская, Туапсинская и др.), определяющих существенные структурные перестройки, как самого сооружения, так и обрамляющих его прогибов.

В Керченско-Таманском и Западно-Кубанском прогибах ЗКД выражены частично погребенными антиклинальными зонами среди полого залегающих неоген-четвертичных отложений. Каждая антиклинальная зона это цепочка кулисно расположенных диапировых антиклиналей. В приядерных частях крылья складок залегают круто, почти вертикально, на удалении от осевых зон складок залегание пород быстро выполаживается. Складки часто нарушены продольными, поперечными или диагональными разломами. В ядрах антиклиналей на поверхность выходят интенсивно деформированные мел-палеогеновые комплексы и глины майкопа. Большинство складок характеризуется проявлением грязевого вулканизма. Для плиоценовых и четвертичных отложений характерно сокращение мощностей отдельных горизонтов к сводам антиклиналей, вплоть до полного выклинивания, что указывает на конседиментационное развитие диапировых структур в плиоцен-четвертичное время.

На Таманском полуострове выделяются антиклинальные зоны мыса Каменный, Фонталовская, Анастасиевско-Краснодарская, Фанагорийская, Карabetовская, Кизилташская, Ереминская, Благовещенская, Джигинско-Варениковского блока (последняя принадлежит переходной зоне между южным бортом Кубанского прогиба

и северным склоном мегантиклинория). На поперечных флексурно-разрывных зонах продольные антиклинальные зоны «перестраиваются» – изменяют свою ориентировку, изменяется их количество.

**Грязевой вулканизм области.** Таманская грязевулканическая провинция и северная часть Черноморской впадины характеризуются широким проявлением исторического и современного грязевого вулканизма и формированием залежей углеводородов. Основным источником грязевулканических продуктов являются глинистые отложения майкопской серии, а также нижнемелового глинистого комплекса [Лыгина и др., 2006, Уникальные..., 2012]. Грязевые вулканы приурочены к отдельным антиклинальным складкам протяженных антиклинальных гряд, о которых упоминалось выше. Самые восточные грязевые вулканы расположены в пределах складчатого сооружения Большого Кавказа. Например, Семигорский вулкан расположен в осевой зоне мегантиклинория (Семигорская антиклиналь), вулканы Шуго и Гладковский на его северном склоне. В распределении грязевых вулканов устанавливается, помимо «кавказского», и «антикавказское» направление. Подводящими каналами грязевых вулканов являются каналы высокой проницаемости на пересечении диапировых ядер антиклиналей и осложняющих складки поперечных или диагональных к складкам разломов.

Большинство грязевых вулканов Таманской грязевулканической провинции характеризуются наличием центрального кратера, кольцевого вала и разделяющей их неглубокой котловины. В кратере располагается несколько действующих или потухших грифонов, вулканических конусов или сопок (сальз), сложенных сопочной брекчией. Вулканические конусы (или сопки) нарушены системой концентрических складчато-разрывных структур и радиальных разрывов. Окружающие по периметру вулканические постройки концентрические валы осложнены сбросами, выраженными в рельефе уступами высотой 1-1,5 м. Активность радиально-концентрических разломов, очевидно, обусловлена напором вулканической грязи и газов, в свою очередь грязевулканическая деятельность провоцируется движениями по продольным разрывам, нарушающим антиклинальные структуры.

Грязевулканическая брекчия Таманских грязевых вулканов состоит в основном из угловатых обломков глин и различных преимущественно карбонатных пород. В формировании вулканов главную роль играет глиняный диапиризм майкопа, а подмайкопские отложения деформированы относительно слабо, хотя в каждом случае с диапировой структурой связана антиклинальная структура по нижним горизонтам. Брекчия Западно-Кавказских вулканов содержит помимо обломков глин также обломки сидеритов, песчаников, известняков, мергелей и даже гальки изверженных пород мелового и более древних возрастов [Ходькова, Гемп, 1970]. Зоны активных процессов генерации природных (преимущественно углеводородных) газов, участвующих в пароксизмальных процессах грязевого вулканизма, находятся, по крайней мере, в отложениях мезозоя, и, возможно, палеозоя.

Современное состояние грязевых вулканов свидетельствует об активности всей системы складок и разломов, с которыми они взаимосвязаны.

**Глубинное строение региона.** При интерпретации глубинного строения региона и построении глубинной части разреза через вулкан Шуго нами использованы данные сейсмического профиля МОВЗ по линии Ростов-Новороссийск [Золотов и др., 2001] (рис. 2). Мегантиклинорий СЗК, сложенный мел-палеогеновым складчатым комплексом мощностью 9-12 км, отделяется от Западно-Кубанского прогиба

глубинным сквозькоровым круто падающим на юго-запад Ахтырским разломом. На глубине разлом принимает северо-восточное падение, погружаясь под Западно-Кубанский прогиб. В пределах мегантиклинория граница М имеет отметки 43 км, вблизи сочленения с Западно-Кубанским прогибом она поднимается до 39 км. Под северным крылом мегантиклинория кристаллический фундамент погружен до глубины 10-12 км. Геологические данные позволяют предполагать под меловыми толщами нижне-среднеюрский карбонатно-терригенный и пермско-триасовый промежуточный переходный комплексы. В центральной части мегантиклинория выделяется проникающий на глубину порядка 20 км разлом северо-восточного падения, по-видимому, соответствующий Псебепско-Гостагаевской зоне концентраций деформаций [Расцветаев и др., 1999]. Намечается сопоставимость выделенных разрывных нарушений с гипоцентрами местных землетрясений. Они приурочены к участкам сложных разделов земной коры, прежде всего к поверхности фундамента, а также к областям резкого изменения типа разрывов.

Приведенные материалы говорят о неоднородной разломно-блоковой геологической среде региона. Поля тектонических напряжений, формирующие в ней области сжатия и растяжения, вызывают сложные сейсмические процессы в виде землетрясений, а также грязевулканическую деятельность. Можно предполагать, что отмеченные в сейсмических экспериментах резонансные образования дилатансного типа [Собисевич, Лиходеев, 2007] вызваны к жизни динамическими процессами в ядрах антиклиналей и их осложнениях при формировании разломов, которые и являются подводными каналами грязевых вулканов, в частности вулкана Шуго. Именно здесь расположена грязевулканическая камера вулкана, а ниже – его глубинный «очаг».

## **2. Вулкан Шуго – характерный пример Западно-Кавказского грязевого вулкана**

Шуго – один из крупнейших и самых красивых грязевых вулканов Таманской грязевулканической провинции. Он является самым северным грязевым вулканом мегантиклинория СЗК и, вместе с тем уже находится на южном крыле Западно-Кубанского передового прогиба, где развиты майкопские отложения. Эту переходную ступень на северном крыле периклиналильной части мегантиклинория СЗК называют Джигинско-Варениковским блоком. Ахтырской флексурно-разрывной зоной Джигинско-Варениковский блок отделяется от расположенного севернее наложенного на ненарушенный мезозойско-кайнозойский чехол Скифской плиты Западно-Кубанского прогиба, а Псебепс-Гостагаевской ЗКД сжатия отделяется от расположенной южнее осевой зоны мегантиклинория СЗК [Расцветаев и др., 1999]. Структура домайкопских осадочных комплексов Джигинско-Варениковского блока характеризуется покровным строением (рис. 3). Майкопская серия имеет здесь относительно незначительную мощность (мощной она становится севернее Ахтырской ЗКД) и практически не влияет на формирование грязевых вулканов.

Вулканическая постройка грязевого вулкана Шуго расположена непосредственно к северу от Шугской антиклинали, входящей вместе с находящейся на ее юго-восточным продолжением Гладковской антиклиналью, в Шугско-Гладковскую ЗКД сжатия. В строении Шугской и Гладковской антиклиналей участвуют в основном меловые и палеогеновые отложения. Корни грязевых вулканов Шуго и Гладковский уходят в нижнемеловой песчано-глинистый комплекс. Глубина зарождения

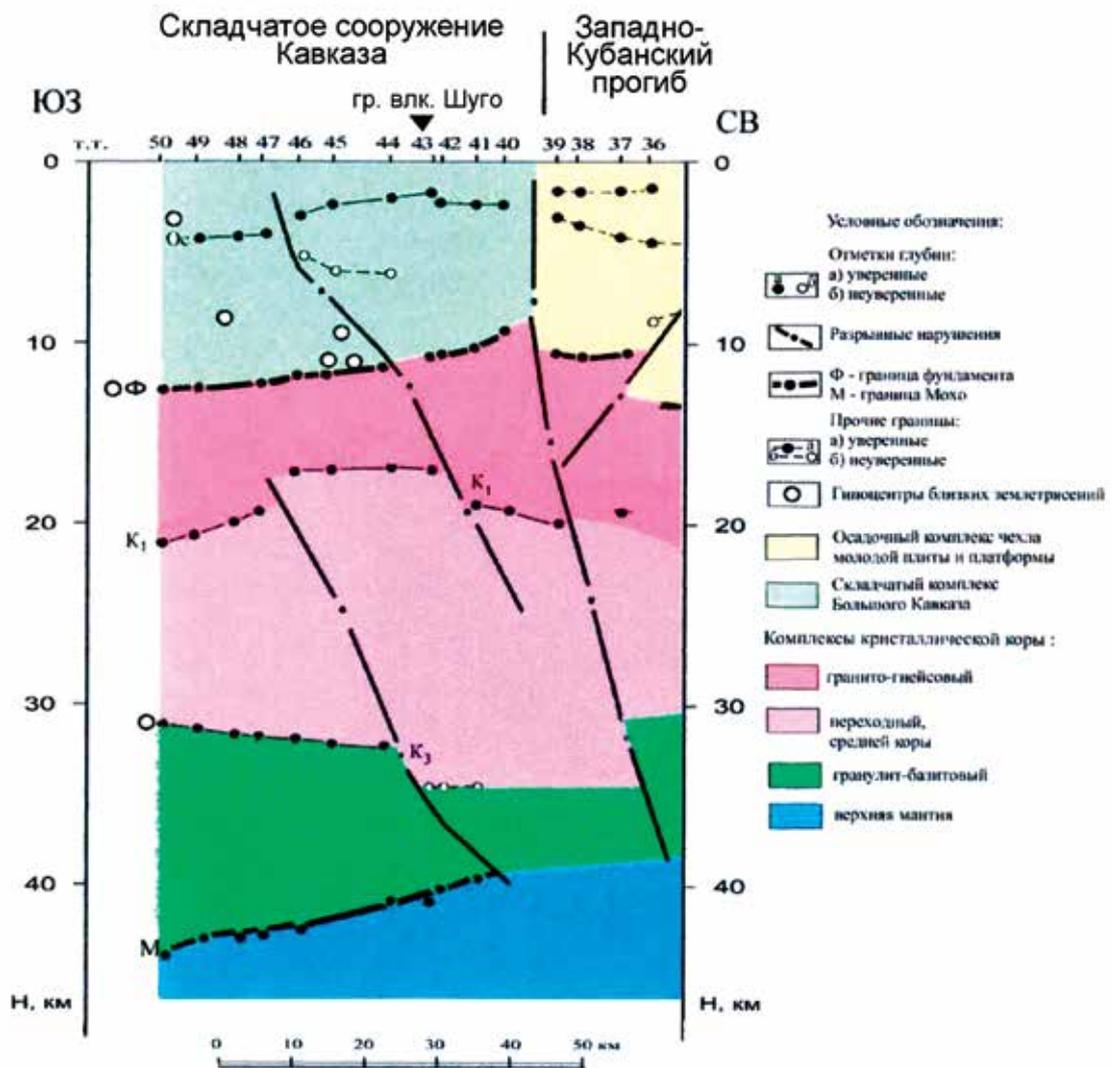


Рис. 3. Глубинный разрез по линии Ростов-Новороссийск [Золотов и др., 2001]. 1 – отметки глубин: а – уверенные, б – неуверенные; 2 – разрывные нарушения; 3 – границы обмена: а – поверхность фундамента (Ф) и Мохо (М), б – прочие; 4 – гипоцентры местных землетрясений; 5 – осадочный комплекс чехла молодой плиты и платформы; 6 – складчатый комплекс Большого Кавказа; 7-9 комплексы кристаллической коры: 7 – гранито-гнейсовый, 8 – переходный, средней коры, 9 – гранулит-базитовый; 10 – верхняя мантия; 11 – изменение волновой картины.

осложняющих приядерные части складок разломов составляет, по геологическим данным, от 3 до 5 км. На всем это протяжении можно встретить субвертикально залегающие меловые породы, в составе которых значительная роль принадлежит глинистой составляющей.

Гладковская антиклиналь является диапировой складкой во фронтальной части одной из надвиговых пластин, вероятно, связанных со срывами в нижнемеловом глинистом комплексе. Диапировая природа Гладковской антиклинали доказана горными и буровыми работами в зоне Гладковского грязевого вулкана. Под покровом сопочной брекчии с глыбами покрытых зеркалами скольжения нижнемеловых песчаников и аргиллитов залегают коренные нижнемеловые отложения, с углами падения постепенно увеличивающимися к оси структуры, достигая 90°. Вероятно, Шугская антиклиналь имеет подобную же структуру.

На северном крыле Шугской антиклинали фиксируется ряд складок второго порядка, связанных с развитием взбросов и надвигов северной vergentности (рис. 5, б). Шуго расположен в синклиналиподобной структуре, являющейся, возможно, результатом процессов кальдерного проседания при извержении вулкана. Верхнеплиоценовые осадки в подножии грязевулканического конуса залегают горизонтально.

В рельефе Гладковской и Шугской антиклиналей выражены сбросовые уступы, подвешенные русла водотоков, активные оползни в бортах балок, что свидетельствуют об активном до нашего времени процессе диапиризма в ядрах складчатых структур.

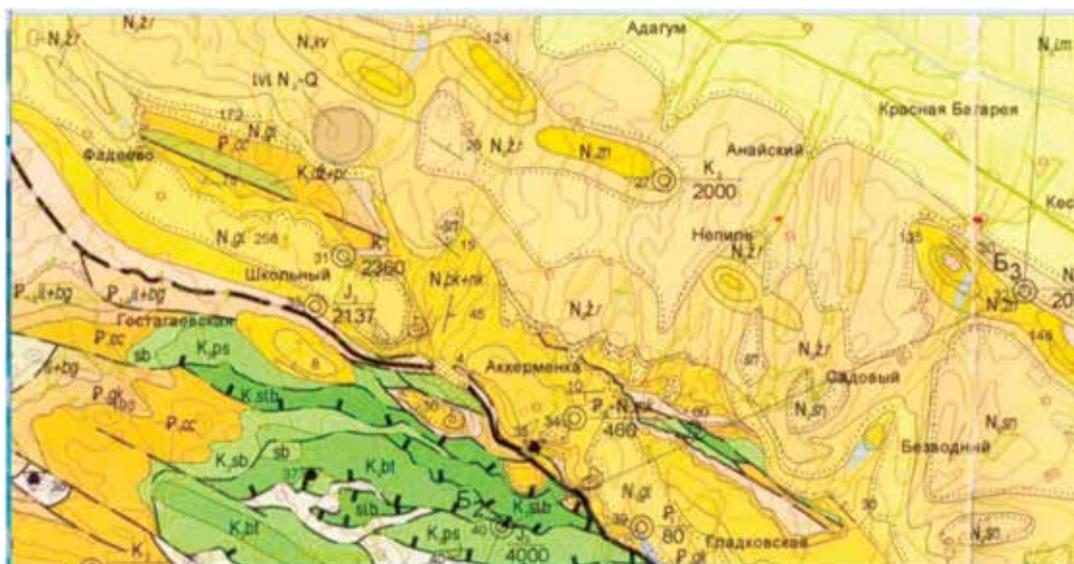


Рис. 4. Фрагмент геологической карты листа L-37-XXVI (Новоросийск) и геологического разреза по линии Б1-Б2-Б3

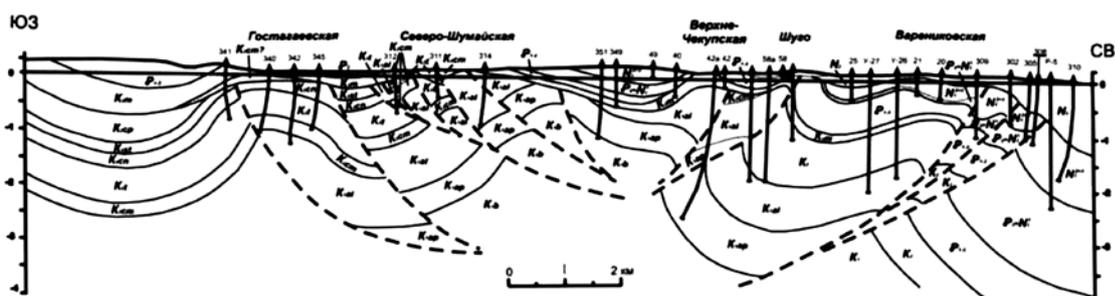


Рис. 5. Геологический разрез по профилю ст. Гостагаевская – Варежиковская через вулкан Шуго (Барабощкин и др., по материалам Попкова, Бондаренко и др., 2007)

Грязевулканическая постройка Шуго похожа на классический стратовулкан центрального типа. Центральный кратер вулкана диаметром 230-280 м (рис. 6А) слагается светло-серой сопочной брекчией с многочисленными глиняными потоками и рядом действующих вулканических конусов (рис. 7Б-Е). Кратер расположен в вершинной кальдере проседания, ограниченной возвышающимся над ней на 20-30 м кольцевым валом (рис. 8). В центральной части кальдеры сопочная брекчия вздута в виде пологого усеченного конуса. По периферии конуса на вулканическом поле диаметром более 100 м расположены отдельными цепочками и группами активно функционирующие сопки, сальзы и грифоны, извергающие разжиженную

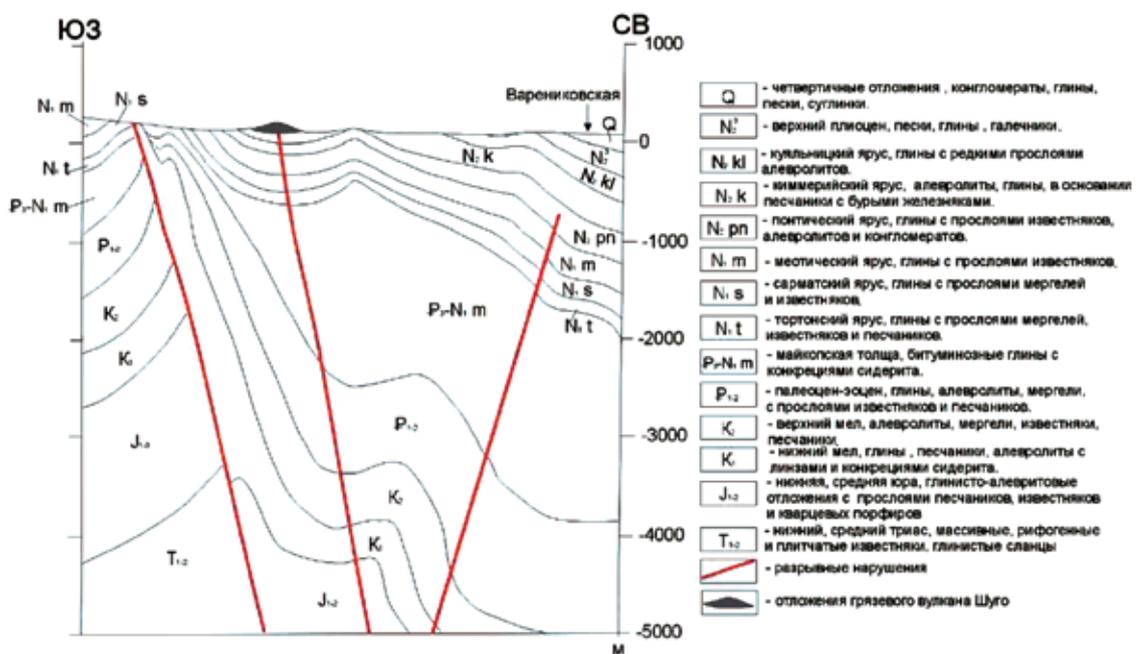


Рис. 6. Геологический разрез через грязевой вулкан Шуго и прилегающие структуры [Овсюченко, 2005].

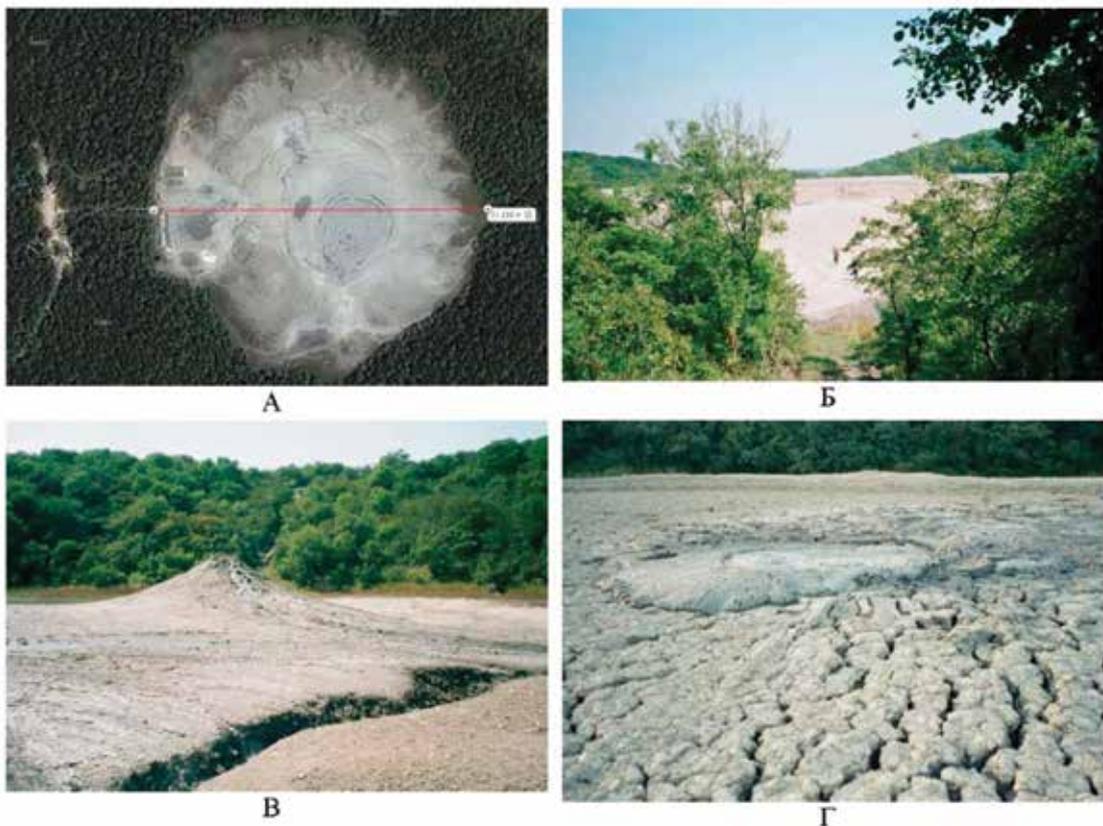


Рис. 7. Вулкан Шуго: А – космический снимок Шуго (Google); Б – общий вид вулкана; В – действующий конус и крупная трещина в сопочной брекчии; Г – действующий грифон и трещины отрыва в сопочной брекчии; Д – действующий грифон; Е – современные грязепооявления с нефтепродуктами.

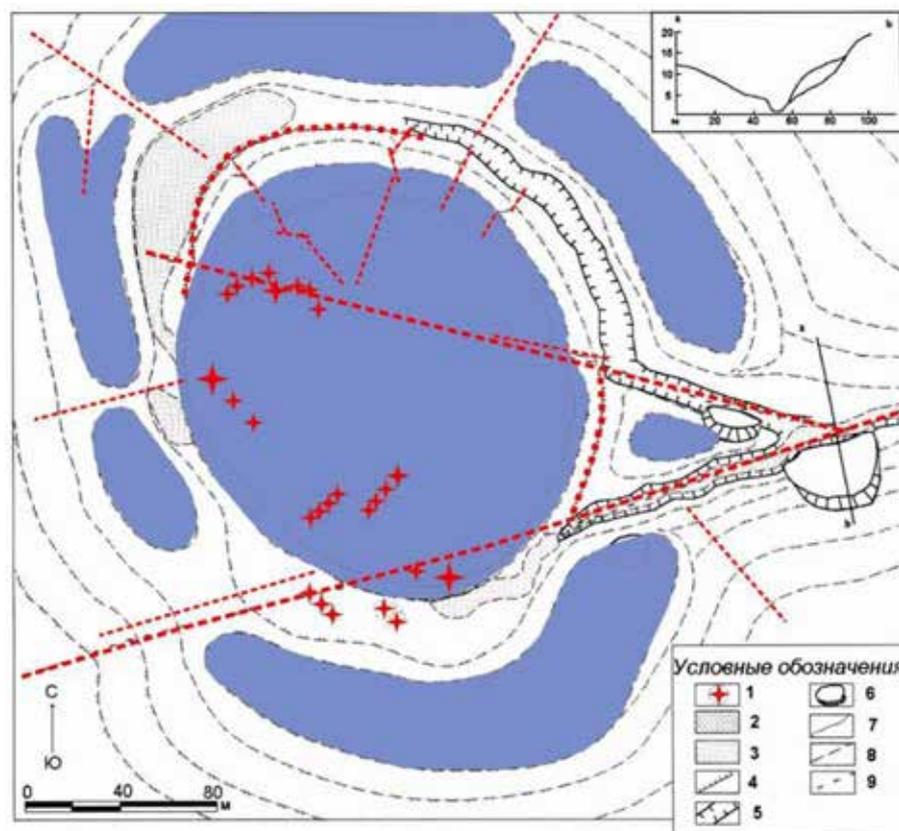


Рис. 8. Схема привершинной части грязевого вулкана Шуго. Условные обозначения: 1 – действующие грифоны и сальзы; 2 – отдельные грязевые сопки; 3 – свежие излияния сопочной брекчии; 4 – обновленные кольцевые сбросы, выраженные свежими уступами; 5 – крутые борта балок с активным эрозионным врезом; 6 – свежие оползни; 7 – сухие русла; 8 – условные горизонталы рельефа; 9 – активные разрывы, выраженные в рельефе.

грязь и газ. В ряде случаев в излияниях наблюдаются следы нефти (рис. 7Е). Кольцевой вал, отделенный от кратера вулкана понижением шириной 20-50 м, разделен заложёнными по крупным радиальным разломам понижениями, в которых имеются потоки грязекаменной брекчии. По радиальным долинам устанавливается закономерное правостороннее смещение оси сегментов вала (рис. 8).

Во время экспедиций 1999-2004 гг. на вулкане Шуго нами было обнаружено 16 действующих грифонов. Восемь грифонов имеют конусообразную постройку от 2 до 16 метров высотой. Остальные слабо выражены в рельефе и практически не действуют, лишь изредка проявляя флюидную активность и незначительные грязепроявления. Южная часть вулканического кратера разбита системой трещин, из которых с частотой 0,01-0,1 Гц с сильным грохотом и характерными булькающими звуками выходит газ. Здесь в 2004 г. начал формироваться обширный новый грифон.

### 3. Разрывы дневной поверхности грязевых вулканов на примере вулкана Шуго

Поверхности многих грязевых вулканов, особенно действующих, разбиты системами разноориентированных трещин (см. рис. 7В, Г). Наиболее выразительны радиальные трещины конусов грязевых вулканов. Местами, особенно в кольцевом

валу, хорошо выражены кольцевые разломы. Морфологически радиальные и большинство кольцевых разломов характеризуются зиянием и являются современными структурами отрыва. Помимо многочисленных радиальных и кольцевых трещин на поверхности грязевых вулканов выражены также системы эшелонированных зияющих трещин отрыва, образующих разноориентированные зоны сдвиговых деформаций, что и наблюдалось на поверхности вулкана Шуго.

**Трещины поверхности вулкана Шуго.** Вся поверхность действующего и дышащего, но полувысохшего центрального конуса вулкана представлена системой кольцевых складчатых валов и разделяющих валы понижений, а также многочисленными сложными протяженными ветвящимися радиальными трещинами отрыва. Высохшая поверхность вулкана вокруг центрального конуса также разбита трещинами – не столь масштабными и протяженными, но не менее выразительными. Это зияющие трещины отрыва длиной от первых сантиметров до нескольких метров, образующие характерные кулисно построенные ряды, представляющие собой трансенсивные (сдвиговая деформация с растяжением) зоны право- и левосдвиговых деформаций, а также крупные трещины без определенной кинематики. (рис. 9). Трещины и современные сейсмодислокации распространены и на других грязевых вулканах Таманской грязевулканической провинции [Овсяченко, 2005].



Рис. 9. Фото характерных зон сдвиговых деформаций по трещинам отрыва в сопочной брекчии вулканического конуса Шуго: А – зона левосдвиговых деформаций, Б – зона правосдвиговых деформаций.

По замеренным трещинам, а также по геоморфологическим элементам грязевулканической постройки построены стереограммы (рис. 10).

Среди трещин (рис. 10А) установлены разноориентированные отрывы. В качестве главной системы выступают отрывы субширотного простирания. Ориентировка ЗСД, как и отрывов, также изменяется в широких пределах. Выявлено, что левые сдвиги имеют преимущественно северо-западное простирание, правые – северо-восточное. Вместе с тем встречаются единичные левые сдвиги северо-восточного простирания и правые сдвиги северо-западной ориентировки простирания. Редкие сбросы, выраженные отчетливыми уступами с амплитудой до 0,5 м, имеют северо-западное простирания. Параллельно им протягиваются крупные безымянные трещины.

Среди структурно-геоморфологических элементов (рис. 10Б) в вулканической постройке выявлены разноориентированные кольцевые валы сжатия, радиальные

структуры отрывного типа (выраженные цепочками небольших вулканических конусов, грифонов и сальз, а также прорезающими вулканический конус радиальными долинами), сбросовые уступы, а также системы сдвиговых нарушений, причем исключительно правосдвиговых, смещающих внешний кольцевой вал вулкана.

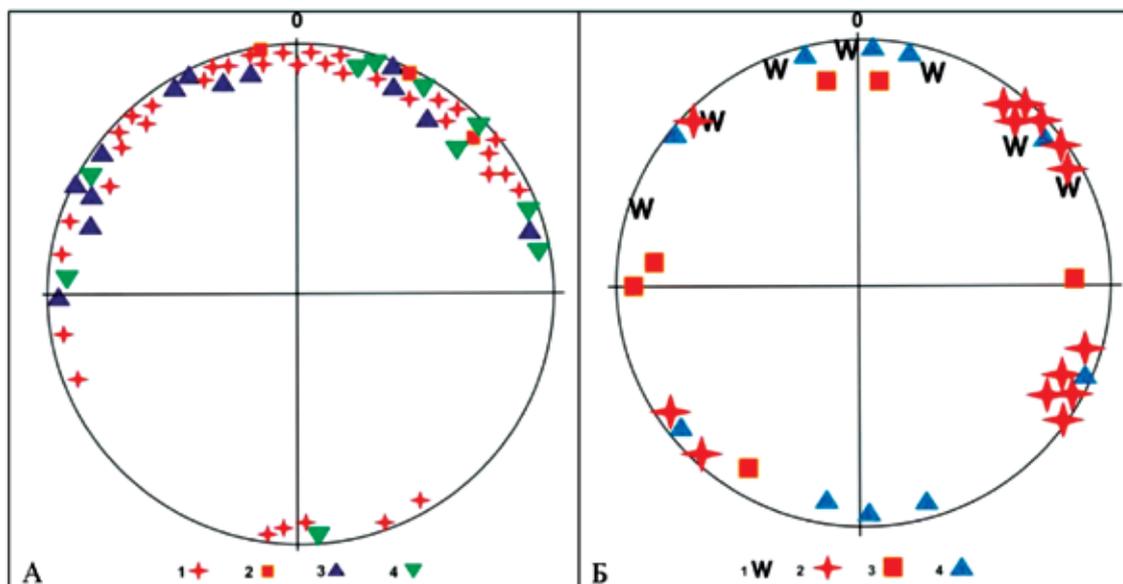


Рис. 10. А – Стереограмма трещиноватости сопочной брекчии вулкана Шуго (1 – отрывы, 2 – сбросы, 3 – правые сдвиги, 4 – левые сдвиги); Б – стереограмма структурно-геоморфологических элементов вулканической постройки Шуго (1 – складчатые валы конуса вулкана, 2 – цепочки сальз, грифонов и вулканических конусов (структуры растяжения), 3 – сбросы, 4 – правые сдвиги).

**Структурные парагенезы.** Структурно-кинематический и тектодинамический анализ замеренных трещин проведен по методике парагенетического анализа трещиноватости [Расцветаев, 1987а]. Выявлено несколько парагенезов трещинно-разрывных структур:

(1) разноориентированные отрывы и сбросы отражают условия субвертикального сжатия – субширотного разноориентированного растяжения.

(2) широтные отрывы (главный максимум), правые сдвиги северо-восточного и левые сдвиги северо-западного простирания отражают условия субширотного латерального сжатия.

(3) сбросы и отрывы северо-западного простирания, субширотные правые и субмеридиональные левые сдвиги формировались в обстановке северо-восточного растяжения – северо-западного латерального (и вертикального) сжатия.

(4) правые сдвиги северо-западного простирания, левые сдвиги северо-восточного простирания и субмеридиональные отрывы связаны с условиями субмеридионального латерального сжатия – субширотного латерального растяжения.

(5) кольцевой вал и валы в сопочной брекчии вулкана формировались в условиях радиального латерального сжатия.

(6) правые сдвиги, выявленные при структурно-геоморфологическом анализе, образуют еще один структурный парагенез – пояс правостороннего вращения с субвертикальной осью.

**Природа выявленных полей напряжений и их связь во времени и пространстве.** По поводу возможной природы действующих сил при формирова-

нии трещин в конусе грязевого вулкана можно высказать следующие предположения.

Формирование разноориентированных радиально расположенных на конусе вулкана трещин отрыва (1), а также формирование кольцевых пластических валов складчатой природы (5), очевидно, связаны с формированием конусной вулканической постройки, то есть с действием самого грязевого вулкана. Вертикальное сжатие вызывает подъем грязекаменной массы, выход ее на поверхность в зону разгрузки вызывает действие разноориентированного растяжения. Течение грязекаменной массы по склонам конуса определяет направленное сверху вниз по склону сжатие, приводящее к формированию вулканических валов. Горизонтальное направленное вниз по склону сжатие сопровождается разноориентированным – вдоль окружности склона – растяжением, приводящим также к образованию разноориентированных поперечных валов радиальных структур отрывного типа. То есть формирование грязекаменного кольцевого вала и нарушающих его поперечных (радиальных) трещин отрыва неразрывно связаны с грязевулканической деятельностью.

Условия субширотного латерального сжатия с формированием второго структурного парагенеза (преимущественно субширотные отрывы, правые сдвиги северо-восточного и левые – северо-западного простирания) (2) связаны с общими региональным тектодинамическими условиями в данной структурной зоне. Это подтверждается наличием региональных нарушений сходной кинематики – правых сдвигов северо-восточного простирания и левых – северо-западного, нарушающих в том числе и молодые четвертичные комплексы отложений, а также закономерное расположение антиклинальных складок в складчатых антиклинальных зонах – в зонах восток-северо-восточного простирания кулисно располагаются складки северо-восточного простирания, в зонах запад-северо-западного простирания – складки северо-западного простирания [Овсученко, 2006]. Действие субширотного сжатия на Северо-Западном Кавказе связано с выжиманием материала из складчатого сооружения Большого Кавказа, при его поперечном сжатии, в периклинальную часть.

За формирование парагенеза сбросов и отрывов северо-западного простирания, субширотных правых и субмеридиональных левых сдвигов отвечают условия северо-западного латерального сжатия – северо-восточного латерального растяжения, которые также имеют региональное значение и отражают течение материала вдоль крупных зон концентрации деформаций северо-западного простирания [Расцветаев, 1987а; Расцветаев и др., 1999].

Несмотря на то, что мы имеем дело с периклинальным замыканием складчатого сооружения, здесь проявляются характерные условия поперечного ко всему сооружению субмеридионального сжатия, поэтому мы видим в структурном рисунке трещиноватости наличие правых сдвигов северо-западного простирания, левых сдвигов северо-восточного простирания и субмеридиональных отрывов.

Наличие правосдвигового пояса вращения по смещениям сегментов кольцевого вала на радиальных структурах указывают на реализацию в «грязевулканическом» структурном узле вращательной деформации, возможно, отражающей правосдвиговые смещения по Шугско-Гладковской зоне концентрации деформаций в условиях субмеридионального сжатия.

**Возраст фиксируемых нарушений.** Все трещинно-разрывные нарушения, установленные в грязевулканическом конусе Шуго являются современными. Формироваться они могли одновременно с извержениями грязевого вулкана при актив-

ных подвижках в корневой зоне вулканической постройки, между извержениями в приповерхностной зоне в условиях гравитационной неустойчивости постройки, а также при усыхании сопочной брекчии.

#### **4. О роли явления дилатансии в формировании корневых структур и выводящих каналов грязевых вулканов. Изучение глубинного строения вулкана Шуго**

**Механизм образования грязевых вулканов.** Диapiры и другие проводящие каналы, приводящие к формированию грязевых вулканов, фиксируют концентрированные потоки углеводородов, расположенные только на предпочтительных глубинах, определяемых размерами и формой дилатансных структур, с которых последние вторгаются в осадочные отложения, где имеет место быть пограничный слой дилатансии [Николаевский, 1996; Собисевич, 2001]. При этом процесс формирования грязевых вулканов сопровождается генерацией акустических и сейсмических полей в широком диапазоне частот, которые удается регистрировать аппаратурными методами. Это утверждение подтверждается геоакустическими измерениями, проведенными нами на вулкане Шуго во время экспедиций 2000-2004 гг.

В Черном море по данным [Шнюков и др., 1971] подводящие каналы грязевых вулканов фиксируются сейсмическими методами на глубинах 7-10 км. Увлекающие брекчию газы в процессе подъема к поверхности и определяют процессы формирования дилатансных структур и трансформации сейсмических и акустических полей в окрестности вулканической постройки.

Приуроченность грязевулканических провинций к альпийским зонам определяет проявление в них повышенной сейсмической опасности. В результате развития разномасштабных тектонических взаимодействий, связанных с движением отдельных блоков или общее перемещение по зонам концентрации деформаций, возникают области высокой концентрации напряжений. Концентрация напряжений в свою очередь вызывает значительные реологические изменения в среде и формирует «аномальные» зоны, в которых наблюдается генерация физических полей. Практика показывает, что именно эти поля зачастую являются предвестниками геофизических катастроф различного масштаба и силы. И здесь грязевые вулканы выступают в качестве первичных индикаторов различного рода сейсмических событий, как в пределах грязевулканической провинции, так и на близлежащих территориях.

Активизацией сейсмических событий в регионе можно объяснить и тот факт, что крупные извержения грязевых вулканов постоянно чередуются с периодами относительного покоя. Так, например, вулкан Джау-Тепе (Керченский полуостров) с 1864 по 1942 г. извергался 7 раз. Вулкан Туорогай (Азербайджан) с 1841 по 1950 г. извергался 6 раз. На этом фоне выделяется вулкан Шуго, на котором в течение XX столетия зафиксировано только 2 крупных извержения.

Спусковым механизмом момента начала извержения могут выступать протекающие в геосферах различные природные процессы. При этом важно понимать, что причиной самого извержения является высокое избыточное давление, возникающее в корневых структурах вулканической постройки и обуславливающее прорыв грязебрекчий на поверхность через эруптивные каналы грязевых вулканов. Как же формируются и развиваются в процессе жизни грязевулканического образования его корневые структуры и выводящие каналы? По нашему мнению наиболее универсальным механизмом развития изменений в корневых структурах грязевых

вулканов является раскрытие трещин в зонах повышенных значений сдвиговых и растягивающих напряжений, сопровождающихся инфразвуковыми явлениями [Собисевич, 2001].

Начальную стадию раскрытия трещин в геологической среде грязевулканической постройки и последующее состояние корневых структур и выводящих каналов, при котором развиваются процессы локального разрушения в некотором объеме, большинство ученых связывают с состоянием дилатансии [Николаевский, 1996; Собисевич, Лиходеев, 2007].

Согласно данным [Холодов, 2002] избыточные давления флюидов в мощных толщах глин, залегающих в районах грязевого вулканизма, формируются главным образом за счет фазового преобразования глинистых минералов в области высоких температур (и давлений) и, в первую очередь, за счет иллитизации смектита.

Итак, сегодня можно полагать, что описанные выше процессы и порождают зоны дилатансии. Напомним, что согласно современным представлениям, дилатансия – это нелинейное разуплотнение среды. К области дилатансии относят множество точек упругой или пластичной геологической среды, для которых при заданном поле напряжений  $\sigma_{22}, \sigma_{33}, \sigma_{13}, \sigma_{23}$ , рассматриваемой области выполнено условие (для упругого  $D$  полупространства при  $z > 0$ , которым мы моделируем глинистую толщу в корневых структурах грязевых вулканов).

$$D_i = \tau - \alpha (P + pgz) - Y \geq 0, \quad (1)$$

где  $p$  – плотность пород,  $g$  – ускорение свободного падения,  $z$  – глубина точки,  $P$  – геостатическое давление  $P = -(\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33})/3$ ,  $\alpha$  – коэффициент внутреннего трения,  $Y$  – сцепление породы,  $\tau$  – интенсивность касательных напряжений,

$$\tau = \frac{\sqrt{3}}{2} \left[ (\delta_{11} - \delta_{22})^2 + (\delta_{22} - \delta_{33})^2 + (\delta_{33} - \delta_{11})^2 + 6(\delta_{12}^2 + \delta_{13}^2 + \delta_{23}^2) \right]^{\frac{1}{2}}.$$

Условие (1) совпадает с критерием Шлейхера-Надаи разрушения материала под действием скалывающих нагрузок, который удовлетворительно описывает начало процесса разрушения горных пород. Он применим и в стадии «предразрушения» (при нагрузке до 60-90% от критической) для качественного описания формы областей, где происходит активизация раскрытия трещин.

На примере простейшей модели грязевулканического образования – первоначально однородного, изотропно-упругого полупространства, следуя работам Алексеева А.С., представляется возможным показать сложный характер зон дилатансии. Учеными ВЦ СО РАН Петренко В.Е. и Белоносовым А.С. такие численные эксперименты были проведены (эти результаты были любезно предоставлены нам академиком РАН А.С. Алексеевым).

Выше было показано, что дилатансия проявляется уже в случаях, когда источником тектонических напряжений является единичная сосредоточенная сила.

На рис. 10 изображена граница области  $D = 0$  для единичной силы, расположенной на глубине  $h = 15$  км. Параметры упругого полупространства здесь были следующими:  $v_p = 6000$  м/с,  $v_s = v_p / \sqrt{3}$ ,  $\lambda = \mu = \rho v_s^2 = 3,48 \cdot 10^{10}$  Па,  $\rho = 2900$  кг/м<sup>3</sup>,  $g = 9,8$  м/с<sup>2</sup>,  $Y = 310$  Па,  $\alpha = 0,5$ ;  $F = 5 \cdot 10^{16}$  Н.

Внутри области  $D_i \geq 0$  касательные напряжения доминируют над сжимающими напряжениями. Сопротивление среды касательным усилиям за счет сцепления здесь преодолено, и сложились условия, благоприятные для роста числа трещин, которые заполняются флюидом.

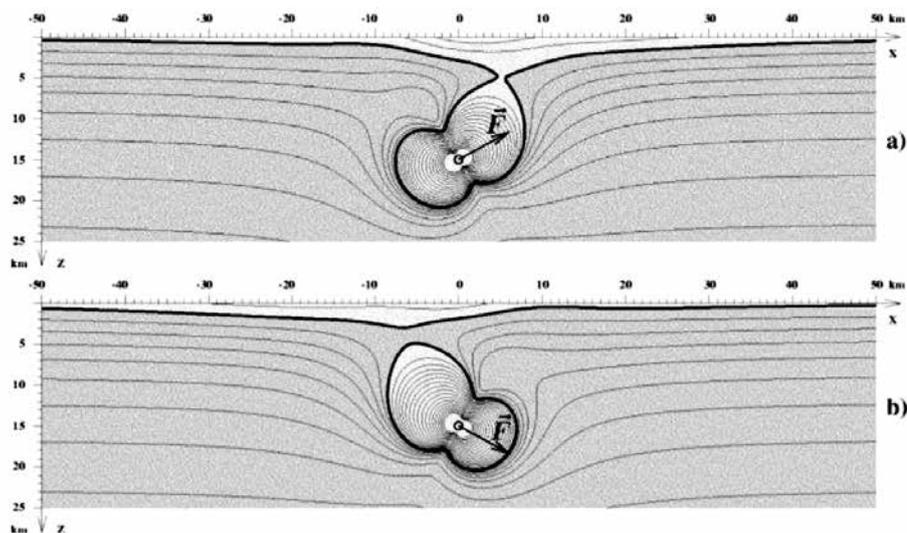


Рис. 11. Формы областей дилатансии на поверхности и вблизи источника в сечении  $y=0$ . Источник расположен на глубине  $h=15$  км. Сила  $F = F \cdot n$ ,  $n = (\cos(\alpha), 0, \sin(\alpha))$ ,  $F = 5 \cdot 10^{16}$  Н. Расчет выполнен для двух вариантов направления действия силы: а)  $\alpha = -30^\circ$ , б)  $\alpha = +30^\circ$  [Алексеев, 2004]. Отметим, что образовавшийся в первом случае выводящий канал при изменении направления силы, в районе расположения очага, замкнулся.

Интересным фактом оказывается образование двух зон дилатансии: «очаговой», в окрестности точки приложения силы, соответствующей «магматическому очагу» грязевого вулкана, и «пограничной» – в слое около свободной поверхности, где формируется система выводящих каналов, образующаяся в процессе деятельности грязевого вулкана. Здесь поле напряжений от источника может содержать сильный вклад касательных напряжений на фоне слабого влияния сжимающих напряжений и гидростатического давления в связи с близостью поверхности, свободной от внешних напряжений. Возникающие при этом зоны разуплотненных разномасштабных трещиноватых структур и составляют основу вулканического поля в объеме пограничного слоя дилатансии [Собисевич, 2001].

Однако в области непосредственно очага грязевого вулкана давление остается очень высоким. Об этом свидетельствуют аварии, которые имели место при разбурировании вулканической постройки. Такой случай описан А.Г. Дурмишьяном и Н.Ю. Халиловым в связи со сверхвысокими пластовыми давлениями в структурах Бакинского архипелага. Здесь при бурении ряда скважин наблюдался прихват инструмента, сужение ствола скважины, выбросы труб и выпирание глинистой массы на поверхность. Так, например, бурение скважины №42 на грязевом вулкане Дашгиль завершилось тем, что из забоя была выброшена вся колонна бурильных труб длиной в 2500 м, которая силой выброса оказалась кольцеобразно уложенной вокруг буровой вышки. Значительно чаще из забоя скважины бурильный инструмент вытеснялся пластичной глинистой массой, напомилавшей грязебрекчии дилатансного типа [Холодов, 2002].

В результате описанных выше геолого-геофизических процессов образуются кратерные площадки грязевых вулканов, которые обычно осложнены многочисленными сальзами и грифонами – миниатюрными подобиями материнской грязевулканической постройки. Они постоянно выделяют воду, жидкую грязь, газовые пузыри и пленки нефти.



на начальном этапе запечатывает эруптивный канал вулкана. Происходит спонтанный прорыв, и флюидный поток грязебрекчии устремляется к поверхности дробясь, и растекаясь по многочисленным каналам в пограничном слое дилатансной зоны. Их выход на дневную поверхность через многочисленные сальзы и грифоны сопровождается отложением глинистых скоплений со всех сторон окружающих каналы разгрузки и постепенно формирующих конусообразные постройки. Эти динамические процессы сопровождаются сложными химическими явлениями. Достаточно напомнить экспериментально обнаруженное аномальное на первый взгляд явление. В пределах одного и того же кратерного поля каждая сальза выносит воды разного класса и типа.

Подводя итоги, отметим, что при краткосрочном прогнозировании извержений грязевых вулканов особое значение имеет контроль (теоретический или аппаратурный) за изменением плотности трещин в очаговой зоне. Достоверность метода может быть обеспечена результатами наблюдений за «пограничной» зоной дилатансии и связанными с нею аномальными полями, поскольку:

- положение очага и его динамические особенности точно не известны, и определение его основных параметров в сильной степени связано с поведением поверхностных аномальных зон дилатансии;

- надежность и точность оценки функции плотности трещин в «очаговой» зоне зависит от информации об аномалиях геофизических и геохимических полей в «пограничных» зонах.

- Таким образом, очаг грязевого вулкана представляет собой структуру дилатансного типа, сложенную глинами, реже – песками, часто содержащими большое количество твердых обломков вмещающих пород и разжиженных гомогенизованными газоводными флюидами (вода, нефть, газы разного состава); оно формируется на больших глубинах за счет саморазвития элизионных систем и может при благоприятных обстоятельствах стать питательной средой для корневых структур и выводящих каналов, составляющих основу современных грязевулканических построек.

- При работах на вулканической постройке Шуго нами получен ряд новых экспериментальных результатов, отражающих динамику развития извержения и выполнены оценки внутреннего строения вулкана. Подтверждено влияние геологических неоднородностей на формирование фонового микросейсмического поля. Определены закономерности этого влияния и опробован, по сути, своеобразный вид сейсмической разведки, использующий в качестве зондирующего сигнала фоновые колебания (микросейсмы). Экспериментально установлено и подтверждено численными моделями, что геологические объекты со сравнительно высокими сейсмическими скоростями проявляются в микросейсмическом поле как зоны с пониженными амплитудами, в то время как структуры с более низкими скоростями проявляются как области с повышенными амплитудами. Возможности по оценке глубины залегания объектов и их мощности тестировались в ходе полевых работ при помощи специальных калибровочных экспериментов и рассчитывались на моделях. Анализируя внутреннее строение вулкана, удастся объяснить и причины взрывных извержений, которые связаны в первую очередь с закупоркой основного выводящего канала, что и привело к прекращению деятельности центрального грифона, зафиксированного сейсмическими методами. Затем последовало повышение давления флюидов непосредственно в очаге и, как следствие, в окружающих ди-

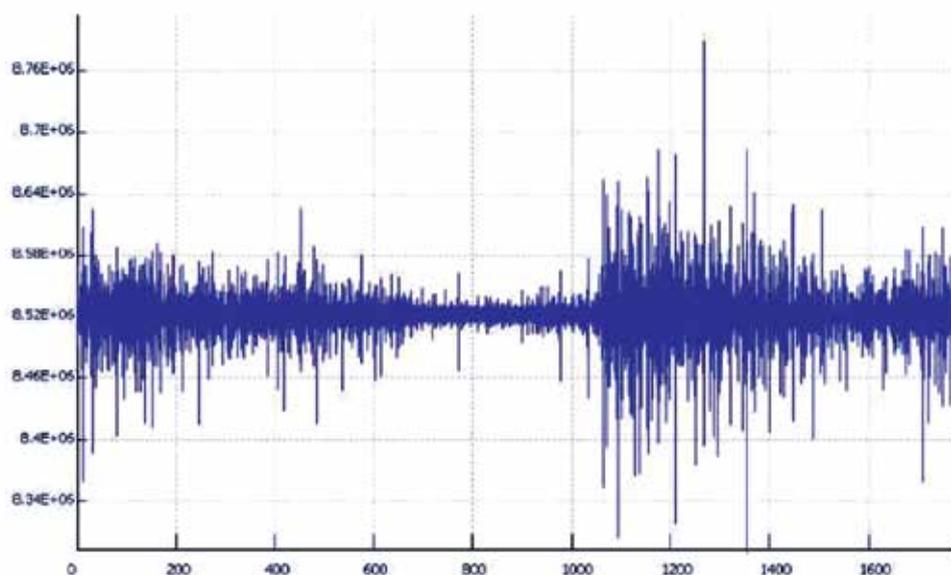


Рис. 12. Фрагмент записи, отражающий структуру сейсмических шумов в момент «запирания» основного выводящего канала на вулкане Шуго

латансных структурах. Высокое давление и явилось тем спусковым механизмом, который снова открыл пути поступления флюидов в главный выводной канал (рис. 12).

На протяжении всего периода бурного извержения этот процесс неоднократно повторялся.

В августе-сентябре 2006 года в районе вулкана Шуго нами были проведены дополнительные комплексные геолого-геофизические исследования, включающие работы по глубинному зондированию основных вулканических структур. Использовался метод микросейсмического зондирования [Горбатилов и др., 2008а], основанный на инверсии амплитудно-частотного пространственного распределения микросейсмического поля. Метод базируется на предположении, что вертикальная компонента микросейсмического поля в низкочастотном диапазоне определяется преимущественным вкладом фундаментальных мод поверхностных волн Рэлея. Профиль геофизических исследований (А-А1) показан на рис. 2, а полученный экспериментально вертикальный разрез по контрастам сейсмических скоростей – на рис. 13..

Разрез, построенный с применением метода микросейсмического зондирования, показывает расположение и форму геологических неоднородностей среды по признаку контрастов сейсмических скоростей. Горизонтальное разрешение метода оценивается величиной 4% от длины зондирующей волны, или, соответственно 8% от глубины залегания неоднородности. Вертикальное разрешение оценивается как 15% от глубины залегания [Горбатилов и др., 2008б]. Светлым тоном оконтурены области с пониженными сейсмическими скоростями. Они соответствуют более трещиноватым и флюидонасыщенным структурам. Анализ полученных результатов выполнен с учетом существующих геологических данных.

Грязевые вулканы Шуго и Гладковский приурочены к одноименным антиклинальным складкам диапирового характера. Ядра складок нарушены разломами, которые не прослеживаются на глубины до 35 км, как это считалось по данным

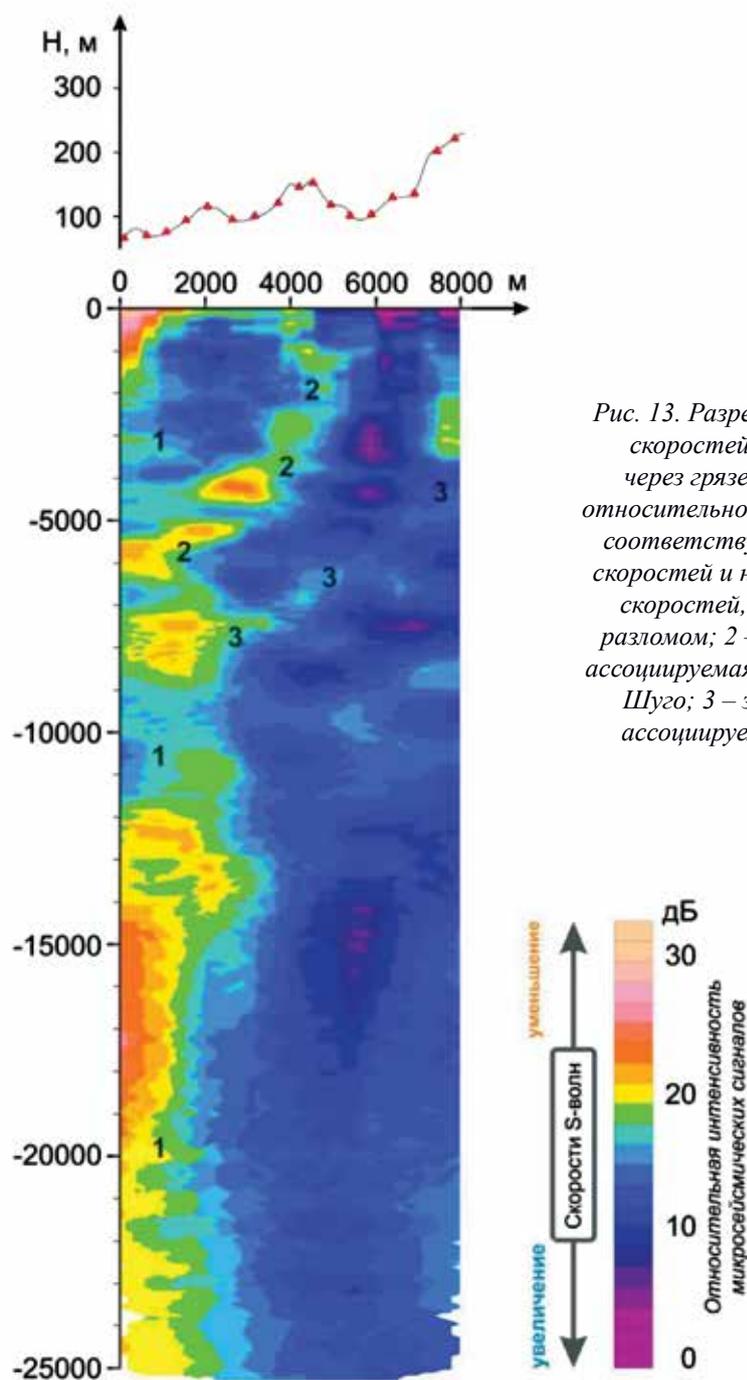


Рис. 13. Разрез по контрастам сейсмических скоростей вдоль профиля А-А1 (рис. 1) через грязевой вулкан Шуго. Увеличение относительной интенсивности реакции среды соответствует уменьшению сейсмических скоростей и наоборот. 1 – зона пониженных скоростей, ассоциируемая с Ахтырским разломом; 2 – зона пониженных скоростей, ассоциируемая с питающим разломом вулкана Шуго; 3 – зона пониженных скоростей, ассоциируемая с Gladkovским разломом.

[Золотов *и др.*, 2001]. По результатам микросейсмического зондирования установлено, что эти разломы начинают выполаживаться с глубин 3500-4000 м и становятся практически горизонтальными на глубине 8000-9000 м, подходя на северо-востоке к Ахтырскому разлому. Они являются своего рода ограничениями глиняных ядер диапировых складок. Вблизи основного ядра диапировых складок могут формироваться флюидные резервуары, в том числе и близповерхностные, как у вулкана Шуго, к которому поступление флюидов обуславливается в соответствии с механизмом артезианского источника. Довольно ярко выделяются источники флюидов в диапазоне глубин 3500-5000 м.

Пересмотр концепции строения корней вулкана Шуго проведен с учетом результатов по изучению состава и возраста выбрасываемых вулканом пород. Среди выбросов привлекает внимание большое количество нижнемеловых сидеритовых конкреций и верхнемеловых фукоидных мергелей и известняков. Интересно отметить присутствие в выбросах вулкана обломков изверженных пород, главным образом кварцевых порфиров, и коралловых известняков юрского возраста. Эти породы также относят к нижнемеловым, среди которых известны конгломераты сложенные гальками размытых верхнеюрских изверженных пород [Шарданов и др., 1962]. В целом в выбросах грязевого вулкана Шуго преобладают меловые породы при подчиненном значении палеоценовых, верхнемиоценовых (сарматских) и плиоценовых (понтических и киммерийских) и полном отсутствии майкопских [Губкин, 1938; Кудряшов, 1939].

Проведенные исследования позволили изучить не только глубинное строение грязевого вулкана Шуго, но и уточнить глубинную структуру Ахтырской флексурно-разрывной зоны в целом. В соответствии с полученными геофизическими результатами, строение Ахтырской зоны можно охарактеризовать как «структуру цветка» свойственную сдвиговым зонам [Sylvester, 1988]. Интенсивные горизонтальные перемещения по отдельным разрывам в пределах Ахтырской зоны подтверждаются и геолого-геоморфологическими методами [Овсюченко, 2005].

## **6. Возможная структурная позиция и строение грязевого вулкана Шуго**

На основании приведенных данных можно сделать выводы о структурной позиции и возможной модели строения грязевого вулкана Шуго.

Основными факторами, определяющими формирование грязевых вулканов являются:

- наличие глинистых толщ на разных горизонтах стратиграфического разреза,
- антиклинальные структуры (вследствие участия глин часто диапирового характера), формирующие закономерно построенные антиклинальные зоны (зоны концентрации деформаций),
- повышенная дислоцированность и флюидная проницаемость.

Динамика формирования грязевого вулкана выражена в смене периодов грязевулканической активности и отсутствия извержений, формировании сложной вулканической постройки с разновозрастными элементами, а также формировании в сопочной брекчии каждого грязевулканического покрова различных трещин, отражающих изменяющееся во времени поле напряжений в каждом из покровов.

Для формирования грязевого вулкана в первую очередь необходимо наличие горизонтов глинистых пород как источника грязевулканической массы. Присутствие в разрезе нескольких таких горизонтов позволяет развиваться и нескольким потенциальным грязегенерирующим толщам. В Северо-западно-кавказском регионе возможными грязегенерирующими комплексами, помимо молодого майкопского, являются нижнемеловой и, вероятно, ниже-среднеюрский.

Напомним основные моменты, касающиеся грязевого вулкана Шуго. Его вулканическая постройка похожа на обычный вулкан центрального типа с обширным грязевулканическим покровом. Плоский центральный конус с действующим кратером окружен кольцевой депрессией (аналог кальдеры проседания), ограниченную в свою очередь, оставшимся от прежних извержений краевым валом.

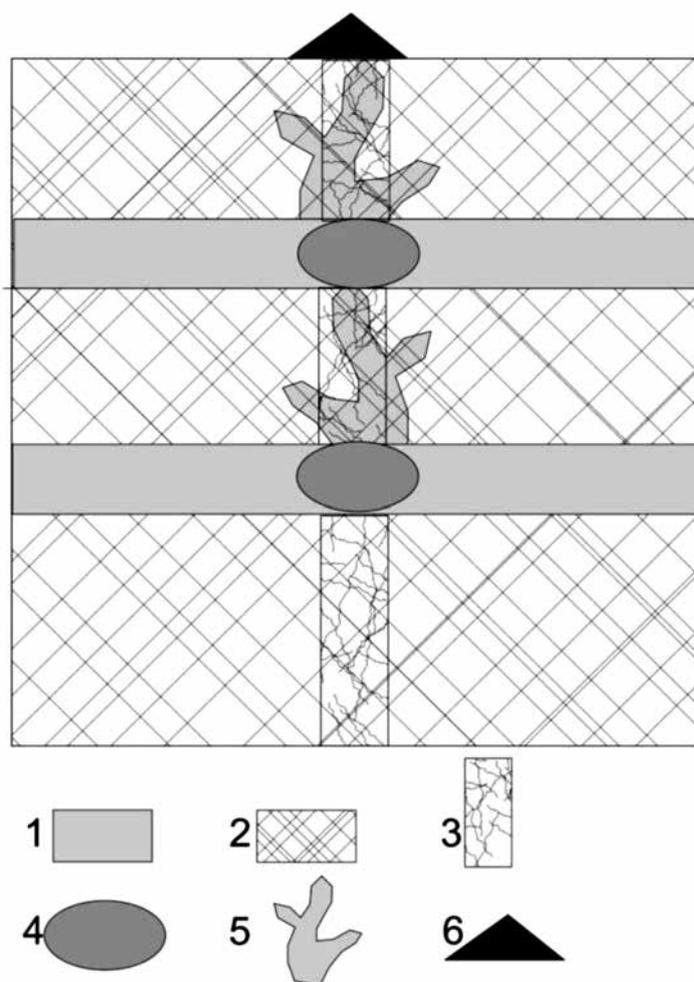


Рис. 15. Условия, необходимые для формирования грязевого вулкана. 1 – глинистые пластичные толщи, 2 – относительно хрупкие осадочные породы, 3 – зона концентрации деформаций – флюидопроницаемая зона, 4 – аномальная зона в глинистой толще на пересечении ее с флюидопроницаемой зоной концентрации деформаций – потенциальный грязевулканический очаг, 5 – формирующаяся структура глиняного диапиризма, 6 – вулканическая постройка.

Вулкан приурочен к одной из вершин Шугской диапировой антиклинали, находящейся в непосредственной близости от складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа. В отличие от большинства антиклинальных структур Керченско-Таманской складчатой зоны (а также связанных с ними корней грязевых вулканов), диапиризм антиклинали Шуго связан не с майкопской толщей пластичных глин, а с присутствием в разрезе глинистых толщ нижнего мела, а возможно и залегающих на более глубоких горизонтах ниже-среднеюрских глин. Данные акустических исследований указывают на наличие у Шуго нескольких уровней очаговых зон: на глубинах сотни метров – первые километры, 5-6 км, 7-9 км, 15-20 км и глубже (рис. 14).

Формирование ядра диапировой складки сопровождается складчатой деформацией вышележащих слоев и все возрастающим их разрушением в своде диапира, приводит к активизации газовой-флюидных потоков. Газовофлюидные потоки, как среда более подвижная по сравнению с глинистыми массами, устремляются в относительно более проницаемые зоны, которые могут формироваться на пересечении

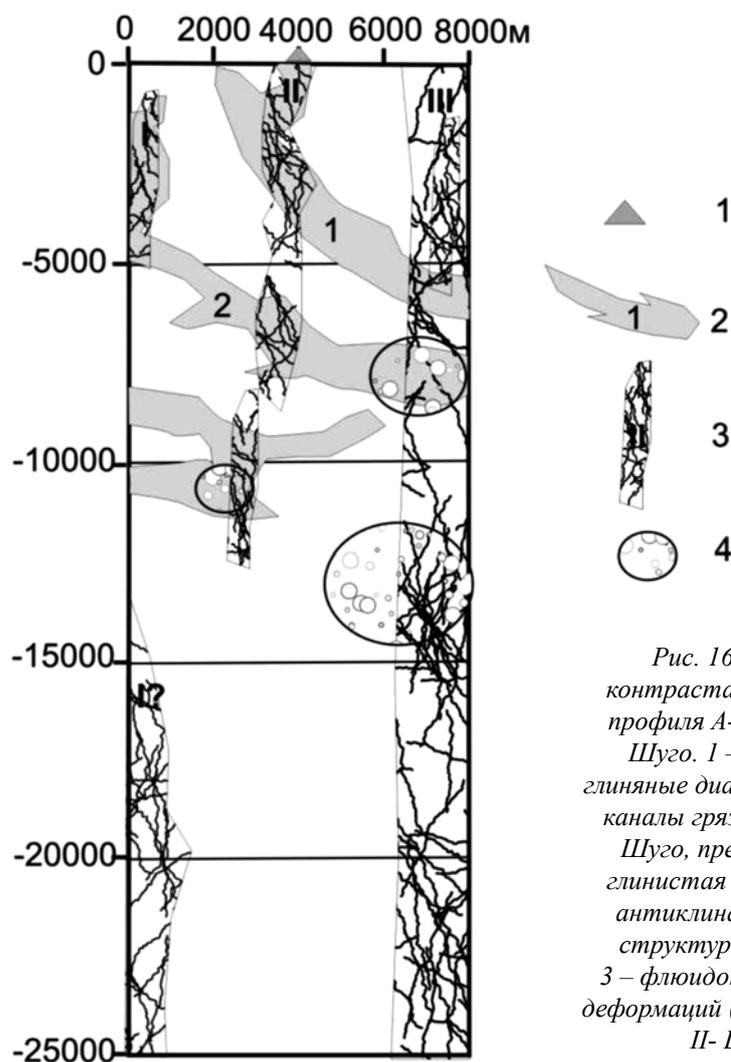


Рис. 16. Интерпретация разреза по контрастам сейсмических скоростей вдоль профиля А-А1 (рис. 1) через грязевой вулкан Шуго. 1 – вулканическая постройка; 2 – глиняные диапировые структуры и подводющие каналы грязевых вулканов (1 – корни вулкана Шуго, предположительно нижнемеловая глинистая толща, северное крыло Шугской антиклинали; 2 – Гладковская диапировая структура (возможно, Псебепская зона); 3 – флюидопроницаемые зоны концентрации деформаций (I – Гладковская (или Псебепская?), II – Шугская, III – Ахтырская).

главной диапировой структуры с пересекающими ее поперечными или диагональными хонами повышенной дислоцированности или на ее периклиналях, где происходит максимальная концентрация напряжений, что и приводит в конечном счете к формированию грязевого вулкана.

Высохшая и высыхающая поверхность грязевулканического покрова, сложенного грязекаменной сопочной брекчией, разбита многочисленными трещинами разного типа. Большинство трещин являются приоткрытыми трещинами отрыва. Их самая различная ориентировка свидетельствует о разноориентированном растяжении вулканического конуса в условиях земной поверхности. При этом среди разноориентированных трещин можно выявить закономерные системы, отвечающие морфологии конуса (радиальные системы отрывов), которые сочетаются с выраженными в грязевулканической постройке кольцевыми валами.

Однако наряду с разнонаправленными радиальными трещинами отрыва в сопочной брекчии на поверхности вулкана можно увидеть и статистически замерить трещины отрыва в характерных зонах сдвиговых деформаций. Системы сдвиговых деформаций отражают существование, помимо полей напряжений, возникающих в связи с выраженностью вулканической постройки в рельефе, дополнительных тек-

тонических полей напряжений, возникающих в условиях развития позднеальпийской структуры горно-складчатого сооружения. Статистический подход позволяет выделить среди структур отрыва, зон сдвиговых деформаций, а также трещин и разрывов других кинематических типов выделить несколько структурных парагенезисов, за формирование которых отвечают условия разноориентированного латерального сжатия и растяжения в сложных, часто неоднозначных сочетаниях.

На рис. 15 приведена принципиальная схема структурной позиции грязевого вулкана.

Формирующиеся антиклинальные складки, имеющие в своей основе диапировую природу, отражают региональную структурную ситуацию – субмеридиональное латеральное сжатие. Они сосредоточены в зонах концентрации напряжений и деформаций сжатия, для которых характерен увеличенный флюидонасыщенный поток, способствующий глиняному диапиризму. Грязевые вулканы, связанные с диапировыми антиклиналями, характерны только для отдельных их участков. Это значит, что помимо флюидного потока вдоль складки имеются структуры, способствующие более интенсивному подъему флюидов с проявлением грязевулканической деятельности. Вероятно, такими структурами являются поперечные нарушения, выраженные зонами повышенной трещиноватости или флексурно-разрывными зонами. Поперечные структуры являются в главном поле напряжений субмеридионального сжатия зонами латерального растяжения. Приуроченность грязевых вулканов к узлам пересечения продольных структур сжатия и поперечных структур растяжения отмечалась и ранее [Копп, 1985]. На рис. 16 показан проинтерпретированный профиль с учетом всех сделанных выводов и предположений.

### Заключение

**Факторы проявления грязевого вулканизма.** Для проявления грязевого вулканизма необходимо наличие ряда факторов, среди которых главенствующее место занимают два: наличие глинистых толщ и наличие определенных структур. Первый фактор – наличие глинистых пород – очевиден. Корни грязевых вулканов – системы грязевулканических камер, вертикальных и наклонных выводящих каналов грязебрекчий, воды, газов на поверхность – располагаются в осадочной оболочке Земли [Холодов и др., 1998; Холодов, 2002], где широко представлены песчано-глинистые породы. Структурный фактор проявляется также ярко уже с факта распределения грязевых вулканов исключительно в областях проявления кайнозойских деформаций – Средиземноморском и Тихоокеанском подвижных поясах. Вместе эти два фактора можно объединить в один: глины альпийских поясов.

Глины – нелитифицированные породы, которые накапливаются в различного типа прогибах, среди которых прогибы, связанные непосредственно с развитием горных сооружений (передовые (или краевые для соседних платформ) и, в меньшей степени, межгорные (из-за обилия поступающего терригенного материала, а также поперечные прогибы в местах погружения шарниров горных сооружений на уровне складчатых комплексов). Кроме того, такими прогибами являются также соседствующие с горными сооружениями глубоководные прогибы вплоть до прогибов с корой океанического типа (Черноморский и Каспийский бассейны). Грязевые вулканы присутствуют либо в предгорных и поперечных прогибах в непосредственной близости от осевой части горных сооружений, либо на склонах глубоководных впадин. В сторону платформ количество проявлений грязевого вулканизма быстро уменьшается.

Необходимо отметить, что области проявления грязевого вулканизма часто совпадают с нефтегазоносными бассейнами. Но не во всех нефтегазоносных бассейнах присутствуют грязевые вулканы. Нефтегазоносные бассейны отвечают осадочным бассейнам древних и молодых плит и краевые прогибы перед фронтом складчатых сооружений. Грязевые вулканы распространены исключительно в подвижных зонах – предгорных прогибах вблизи складчатых сооружений.

Что касается локальной структурной привязки грязевых вулканов, то все они приурочены к антиклинальным структурам, осложненным разрывными нарушениями. Антиклинальная структура необходима как «ловушка» для накопления или появления массы грязебрекчий. Разрывные нарушения необходимы для движения глубинных флюидов, обеспечивающих выход грязебрекчий из этой «ловушки» на земную поверхность. Контрастный состав осадочных толщ, наличие в них слоев разного состава и реологических свойств определяет возможность формирования сложной многоэтажной системы «ловушек» и проводящих каналов. Ловушки тяготеют к пластичным глинистым толщам, проводящие каналы наиболее ярко появляются в хрупких осадочных толщах. Разный масштаб рассмотрения стратисферы, а также разный масштаб нарушающих ее дислокаций, может определять формирование сложной многопорядковой грязевулканической корневой системы. Развитие этой системы определяется не только исходным составом и первичной структурой грязевулканической системы, но и динамикой ее развития.

Таким образом, полученные результаты позволяют расширить представления о том, как формируются грязевые вулканы. Первым условием для формирования грязевых вулканов необходимо наличие нелитифицированных глинистых толщ. Именно поэтому грязевые вулканы распространены в областях широкого развития мощных глинистых формаций (нижняя моласса краевых прогибов). Но этого условия для возникновения грязевых вулканов далеко недостаточно. Чтобы сформировался очаг грязевулканического расплава необходимо эти глины разжижить и привести в движение. Для этого, в свою очередь, необходимо высокое пластовое давление, которое достигается при погружении глин на определенную глубину. Оно усиливается при повышенных флюидодинамических потоках. А флюидодинамические потоки водорода, метана и других газов характеризуются завидной дискретностью – они приурочены к зонам концентрации деформаций. То есть для формирования очага грязевого вулканизма необходимо, чтобы на глубине на глинистую толщу воздействовали флюидные потоки и это наиболее ярко проявляется там, где существуют глубинные структуры сжатия – орогены. Сами орогены в условиях сжатия и повышенного теплового потока лишены глинистых толщ, а вот в соседних с ними прогибах, наоборот, формируются мощные глинистые толщ. Характер деятельности каждого конкретного грязевого вулкана во многом определяется особенностями строения питающей его системы перетока глубинных флюидов.

### Литература

1. Алексеев А. С., Глинский Б. М., Собисевич А. Л., Хайретдинов М. С. и др. Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками / Отв. ред. Г. М. Цибульчик. Новосибирск: ИВМиМГ СО РАН, Филиал «Гео» Издательства СО РАН, 2004. С. 387.
2. Барабошкин Е. Ю., Бондаренко Н. А., Любимова Т. В. Уникальные геологические объекты Северо-Западного Кавказа. Путеводитель экскурсий Шестого Все-

российского совещания «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии» 14-15 сентября 2012 г. Геленджик. Краснодар. 2012. 28 с.

3. Глинский Б.М., Собисевич А.Л., Фатьянов А.Г., Хайретдинов М.С. Математическое моделирование и экспериментальные исследования грязевого вулкана Шуго // Вулканология и сейсмология. 2008. Т. 2. №5. С. 69-77.

4. Глинский Б.М., Собисевич А.Л., Хайретдинов М.С. Опыт активного мониторинга сложно построенных геологических структур (на примере грязевого вулкана Шуго) // Доклады Академии наук (Науки о Земле). Т. 413. №3. М.: «Наука». 2007. С. 398-402.

5. Горбатиков А.В., Собисевич А.Л., Овсяченко А.Н. Развитие модели глубинного строения Ахтырской флексурно-разрывной зоны и грязевого вулкана Шуго // ДАН (Геофизика). 2008а. Т. 421. №5. С. 670-674.

6. Горбатиков А.В., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Степанова М.Ю., Овсяченко А.Н. Технология глубинного зондирования земной коры с использованием естественного низкочастотного микросейсмического поля / Коллективная монография «Изменения природной среды и климата. Природные катастрофы. Часть 1». Под ред. академика Н.П. Лаверова. Т. 1. М.: ИФЗ РАН. 2008б. С. 223-236.

7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист L-37-XXVI (Новороссийск). Объяснительная записка. Составили: С.Г. Корсаков, Е.В. Белуженко, В.И. Черных, В.В. Соколов, В.М. Андреев, С.К. Щелтин. Научный редактор В.М. Юбко. Эксперты НРС: В.А. Снежко, В.К. Шкатова, В.К. Иогансон, Н.П. Пежемская, В.А. Царева. Санкт-Петербург. Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2009.

8. Губкин И.М., Федоров С.Ф. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции. М. – Л.: АН СССР.1938. 44 с.

9. Золотов Е.Е., Кадурич И.Н., Кадурина Л.С. и др. Новые данные о глубинном строении земной коры и сейсмичности Западного Кавказа // Геофизика XXI столетия: 2001 год. М.: Научный Мир, 2001. с. 85-89.

10. Копп М.Л. Генетические связи глиняных диапиров, грязевых вулканов и структур горизонтального сжатия (на примере Алятской гряды Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника, 1985, №3. С. 62-74

11. Кудряшов Е.В. Геологический очерк грязевого вулкана Шуго // Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. М.: АН СССР. 1939. С. 45-56.

12. Лыгина Т.И., Лыгин В.А. Путеводитель полевой геологической экскурсии по грязевым вулканам Северо-Западного Кавказа / Государственный научный центр. – 2006. ФГУГП «Южморгеология». – 32 с.

13. Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа / Проблемы тектонофизики. – М.: ИФЗ РАН. – 2008. – С. 191-224.

14. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика с приложениями к проблемам газовых и нефтяных пластов. М.: Недра. 1996. 448 с.

15. Овсяченко А.Н. Проявления молодой тектонической активности в структуре грязевых вулканов Тамани и Северо-Западного Кавказа. // Современные методы геолого- геофизического мониторинга природных процессов на территории Северного Кавказа. М.:ИФЗ РАН, 2005, с. 235-248.

16. Овсюченко А.Н. Сейсмотектоника и элементы современной геодинамики Северо-Западного Кавказа по данным палеосейсмологических исследований // Автореферат дисс. к.г.-м.н М., 2006.
17. Попков В.И., Бондаренко Н.А., Семинихина Ю.Ф., Харченко Т.Н. Структурная геология Северо-Западного Кавказа // ГеоИнжиниринг. Аналитический научно-технический журнал. – 2007. – №1 (3). – С.46-50.
18. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. В кн.: «Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов». М.: ГИН АН СССР, 1987а. С.173-235.
19. Расцветаев Л.М. Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа. В кн.: «Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа». М.: Наука, 1987б. С.69-96.
20. Расцветаев Л.М., Корсаков С.Г., Тверитинова Т.Ю., Семенуха И.Н., Маринин А.В. О некоторых общих особенностях структуры и тектодинамики Северо-Западного Кавказа. В кн.: «Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа». Т.1. Новочеркасск, 1999. С.69-73.
21. Собисевич А.Л. Мониторинг слоистых неоднородных сред. Монография. М.: ОИФЗ РАН. 2001. 354 с.
22. Собисевич А.Л., Горбатилов А.В., Овсюченко А.Н. Глубинное строение грязевого вулкана горы Карабетова // ДАН (Геофизика). 2008. Т. 422. №4. С. 542-546.
23. Собисевич А.Л., Лаверова Н.И., Собисевич Л.Е., Микадзе Э.И., Овсюченко А.Н., Башорин В.Н., Пронин А.П., Гурбанов А.Г., Шевченко А.В. Сейсмоактивные флюидно-магматические системы Северного Кавказа. М.: ИФЗ РАН, 2005. 225 с.
24. Собисевич Л.Е., Лиходеев Д.В. Локальные тепловые и резонансные аномалии в разломно-блоковых средах // Экологический вестник научных центров ЧЭС. №3. 2007. С. 47-54.
25. Уникальные геологические объекты Северо-Западного Кавказа. Путеводитель экскурсий Шестого Всероссийского совещания «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии» (14-15 сентября 2012 г., г. Геленджик) / сост.: Е.Ю. Барабошкин, Н.А. Бондаренко, Т.В. Любимова. – Краснодар: КубГУ, 2012. – 28 с.
26. Ходькова И.А., Гемп С.Д. Распространение лития, рубидия и цезия в водах и твердых выбросах грязевых вулканов Керченско-Таманской области // Геохимия. 1970. №12. С. 1495-1503.
27. Холодов В.Н., Недумов Р.И., Григорянц Б.В. Катагенез и деформации Кайнозойских отложений. // Литология и полезные ископаемые. 1998. №5. С. 504-524.
28. Холодов. В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис // Литология и полезные ископаемые, 2002, №3. С. 227-241; №4. С. 339-358.
29. Шарданов А.К., Малышек В.Т., Пекло В.П. О корнях грязевых вулканов Таманского полуострова // Геологический сборник. Труды Краснодарского Филиала ВНИИ. М.: Недра. 1962. Вып. 10. С. 53-66.
30. Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И., Науменко П.И., Кутний В.А. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. Атлас. Киев: Наук. Думка. 1986. 152 с.
31. Шнюков Е.Ф., Гнатенко Г.И., Нестеровский В.А., Гнатенко О.В. Грязевой вулканизм Керченско-Таманского региона / Киев: Наукова думка. – 1992. – 200 с.

32. Шнюков Е. Ф., Науменко П. И., Лебедев Ю. С. и др. // Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев: Наук. думка. 1971. 332 с.

33. Sylvester A.G. Strike-slip faults. // Geol.Soc. Amer. Bull., 1988, v. 100, pp. 1666-1703.

## **STRUCTURAL POSITION AND THE PROBLEMS OF MUD VOLCANISM CENTERS APPEARANCE IN THE POST ALPINE PPLICATED CONSTRUCTION OF THE NORTH-WESTERN CAUCASUS (BASED ON THE EXAMPLE OF THE STUDY OF THE DEEP STRUCTURE OF THE MUD VOLCANO SHUGO)**

**© 2014 E.A. Rogojin, Doct. Geol.-Min. Sci., A.L. Sobisevich, L.E. Sobisevich, T.U. Tveritina**

IPE RAS, 1, 10, B. Grusinskaia st., D-242, Moskva, GSP-5, 123995,  
E-mail: direction@ifz.ru

The majority of mud volcanoes is located along the large tectonic zones of Mediterranean and Pacific Ocean mobile belts. The important condition for mud volcanoes processes are plicated deformations and disjunctive dislocation of sedimentary formations. Volcano Shugo – one of the most known active mud volcanoes of Taman mud volcanoes province in the North-Western periclinal part of the Alpine plicated construction of the Great Caucasus. The volcano has relatively calm «nature», but in 1903, 1908 and 2006 yr. short-term stormy eruptions were observed. The new geophysical data about the deep structure of the Shugo volcano enlarge our ideas about the mechanisms of this geological object activity taking into account available material about its structural- geological position. During the field works we have refined its deep structure and acquired data about the interstitial- explosive structures of the volcanic building, which make it possible to pass to the examination of the tektonodynamical conditions for the formation of the Shugo volcano.

**Keywords:** mud volcanism, mud volcano province, diapirism, breccia.

---

## НАШИ ГОСТИ

---

УДК 550.34

### О СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА

© 2014 Т.Я. Маммадли, д.г.н.

Республиканский Центр Сейсмологической Службы Национальной Академии  
Наук Азербайджана. AZ 1001, Баку, ул. Н. Рафибейли, 9

Анализируются предыдущие и ныне действующие карты сейсмического районирования территории Азербайджана, методы их составления. Отмечается неадекватность этих карт на реальную сейсмическую опасность. Предлагается новый метод оценки сейсмической опасности. Выявлена высокая дифференциация сейсмической сотрясаемости территории Азербайджана в пространстве и по степени ее проявления.

**Ключевые слова:** сейсмическая опасность, сейсмическое районирование, фоновый уровень.

The previous and now acting maps of the seismic zoning of the Azerbaijan territory, the methods of their composition are analyzed. The inadequacy of these maps to the real seismic danger is noted. The new method of evaluating the seismic danger is proposed. The high degree of the seismic shakability differentiation of the Azerbaijan territory in the space and according to the degree of its manifestation is revealed.

**Key words:** seismic danger, seismic zoning, the background level

Картирование сейсмической опасности территорий сейсмоактивных регионов является одной из главных задач современной сейсмологии. Эта задача, как для территории Азербайджана, так и для бывшего СССР решалась неоднократно. Однако, каждый раз при проявлении новых сильных землетрясений в местах, где они раньше не наблюдались или не предполагались, по мере развития исследования в областях сейсмологии и сеймотектоники, а также разработки новых методов оценки сейсмической опасности, эти карты пересматривались заново. В связи с этим, с целью усовершенствования и уточнения карт сейсмического районирования более подробно исследовались и исторические землетрясения и землетрясения, возникающие в настоящее время.

На карте сейсмического районирования СССР 1968г (СР-68) [Кулиев и др., 1968], в пределах Азербайджана наивысшая сейсмическая опасность (8 баллов по MSK-64) установлена в полосе, протягивающейся вдоль южного склона Большого Кавказа от г. Шамаха до границы с Грузией, а также на северо-восточном склоне Малого Кавказа (на юго-западе республики), включая территории Зангезура и Нахичевань. Остальная часть территории Азербайджана характеризуется фоновым уровнем сейсмической опасности (7 баллов).

На карте сейсмического районирования СССР 1978 г. (СР-78) [Ахмедбейли и др., 1980], южный склон Большого Кавказа и северо-восточный склон Малого Кав-



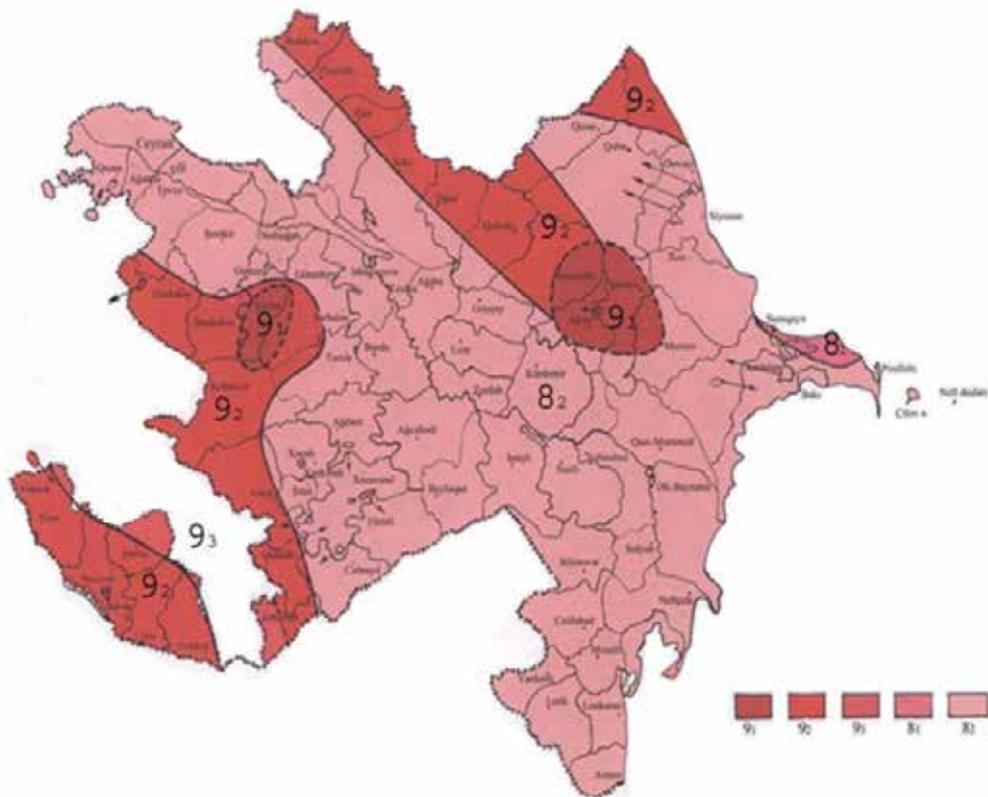
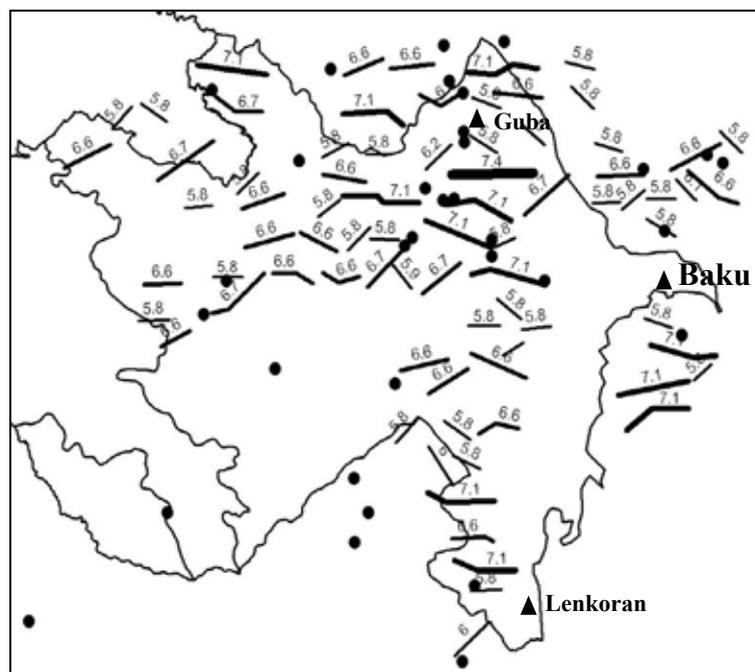


Рис. 2 Временная схематическая карта сейсмического районирования территории Азербайджана (1991 г.)



— Сейсмогенерирующие зоны; ● Эпицентры землетрясений с  $M > 5,0$ ; ▲ Города

Рис. 3 Сейсмогенерирующие зоны территории Азербайджана

Методика составления карты ВСР-91 не отличалась от предыдущей СР-78, в том плане, что данные об известной сейсмичности в пределах исследуемого региона экстраполировались на другие потенциально сейсмоопасные зоны. Последние выделялись на основе комплексного анализа геолого-геофизических данных.

Основное отличие ВСР-91 от СР-78 заключается в том, что на этой карте фоновый уровень сейсмической сотрясаемости территории республики оценивается в 8 баллов. На этом фоне выделяются 9-тибалльные зоны на южном склоне Большого Кавказа, на северном склоне Малого Кавказа и в Нахичеване. Если сравнивать карты ВСР-91 и СР-78 можно заметить, что карта ВСР-91 составлена путем механического повышения уровня сейсмической опасности на один балл относительно 7-и 8-и балльных зон карты СР-78.

Это наводит на мысль, что карта ВСР-91 не может отражать реальную сейсмическую опасность территории республики. Требуется новый подход к методике картирования сейсмической сотрясаемости.

Метод выявления очаговых зон по слабой сейсмичности, предложенный [Маммадли, 2005], в отличие от генетического метода, применяемого при составлении карты СР-78 и ВСР-91, позволяет более достоверно определять потенциально опасные зоны территории республики (рис.3).

Одним из преимуществ метода, предложенного автором [Маммадли, 2005], является возможность установления протяженности ( $L$ ) каждой очаговой зоны и их сейсмический потенциал ( $M_{\text{тах}}$ ).

На основе этого метода, на территории Азербайджана выделяются многочисленные очаговые зоны с определенными значениями магнитуд максимально возможных землетрясений в них. Используя эти результаты, по известным формулам Н.В. Шебалина [Шебалин, 1974] и значениям постоянных параметров уравнений макросейсмического поля, определенных Ф.Т. Кулиевым для горных и депрессионных зон Азербайджана [Кулиев, 1987], нами рассчитаны ожидаемые сейсмические эффекты от этих очагов на поверхности Земли.

На предложенный [Маммадли, 2005] карте, как и на карте ВСР-89, фоновый уровень сейсмических сотрясений составляет 8 баллов. Наиболее высокая сейсмическая опасность (10 баллов) ожидается в Шамаха-Исмаиллинской зоне. Другая, относительно небольшая зона с такой же потенциальной опасностью, выделяется на границе Азербайджана с Дагестаном.

9-тибалльные зоны на карте охватывают значительную часть территории. Они по конфигурации отличаются от аналогичных зон на карте ВСР-91. Выделяются (на западе и на востоке республик) и небольшие участки с низким уровнем (7 баллов) сейсмической опасности.

## Выводы

1. Ныне действующая карта ВСР-91 не соответствует реальной потенциальной сейсмической опасности территории Азербайджана.
2. Метод выявления очаговых зон по слабой сейсмичности позволяет реально оценить сейсмическую опасность территории.
3. Сейсмическая сотрясаемость территории Азербайджана характеризуется большой дифференциацией в пространстве и по степени ее проявления.

### Литература

1. Ахмедбейли Ф.С. и др. Сейсмическое районирование территории СССР. Азербайджан. М. «Наука» 1980. с. 137-147.
2. Ахмедбейли Ф.С. и др. Новые схемы областей возникновения очагов сильнейших землетрясений и сейсморайонирования территории Азербайджана. Каталог сейсмопрогностических наблюдений на территории Азербайджана 1987 г. Баку, «Элм», 1991 г. с. 62-65.
3. Кулиев Ф.Т. Уравнение макросейсмического поля Азербайджана и его геотектонических областей. Сейсмологический бюллетень Кавказа 1987. Тбилиси, Мецниереба, с. 129-140.
4. Кулиев Ф.Т. и др. Сейсмическое районирование СССР. Азербайджан, гл. V. Изд. «Наука» М. 1968, с.227-241.
5. Маммадли Т.Я. Выявление очаговых зон сильных землетрясений Азербайджана и определение их максимальных магнитуд ( $M_{\max}$ ) по слабой сейсмичности. Известия НАН Азербайджана, Наук о Земле, 2005, №4, с. 60-64.
6. Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М. «Наука», 1974, 53с.

## НАШИ ЮБИЛЯРЫ

### ИЗВЕСТНОМУ УЧЕНОМУ ЮРИЮ КОНСТАНТИНОВИЧУ ЧЕРНОВУ – 65!



Нашему коллеге, Юрию Константиновичу Чернову, доктору физико-математических наук, профессору, главному сейсмологу ООО «Изыскатель» (г. Ставрополь), члену редколлегии журнала «Геология и геофизика юга России» 13 сентября исполняется 65 лет.

Вот уже более сорока лет Юрий Константинович профессионально занимается научными исследованиями и проектными разработками в области инженерной сейсмологии, прогноза долговременной сейсмической опасности и сейсмического риска, сейсмического районирования и микрорайонирования, оце-

нок связанных с землетрясениями природных и техногенных опасностей и рисков, таких как сейсмогенные просадки, разжижения грунтов, оползни и другие инженерно-геологические процессы и явления в Средней Азии, на Дальнем Востоке и на Кавказе.

Закончив в 1972 г. Ташкентский государственный университет по специальности «Геофизика» он продолжил обучение в аспирантуре Института физики Земли Академии наук СССР, где защитил в 1980 г. диссертацию на соискание ученой степени кандидата, а в 1989 г. и доктора физико-математических наук.

Чернову Ю.К. принадлежит множество научных достижений в области геофизики. Он автор метода вероятностного прогнозирования возможных сейсмических воздействий для антисейсмического проектирования и расчетов сейсмического риска. По данному направлению в настоящее время работают несколько его учеников – кандидатов наук и аспирантов. Он является одним из основных исполнителей Государственной программы РФ по изучению сейсмичности северо-восточной Евразии, а также Государственной программы РФ по повышению безопасности строительства и других действий в сейсмоактивных районах.

Необходимо отметить его работы по установлению статистических зависимостей пиковых амплитуд, периодов, длительностей ускорений, скоростей и смещений грунта; формы записей ускорений, скоростей и смещений, а также их спектров от магнитуды землетрясения, расстояния, грунтово-геоморфологических условий, механизма подвижки в очаге в разных сеймотектонических условиях (Средняя Азия, Кавказ, Курильские острова, Сахалин, Калифорния, Северная Италия и др.).

Юрием Константиновичем выявлена и количественно описана тесная связь макросейсмической интенсивности землетрясений со спектральным составом и формой колебаний грунта, разработаны вероятностные способы оценки и прогнозирования макросейсмического эффекта землетрясения по зарегистрированному или ожидаемому спектру колебаний грунта, соответственно. Им разработан способ реконструкции вероятного спектра колебаний грунта при сильном землетрясении по наблюдаемому макросейсмическому полю, позволяющий получать важные инженерные характеристики сейсмических воздействий при отсутствии или недостатке данных инструментальной регистрации. Указанный способ дает возможность использовать достаточно распространенные и охватывающие длительные интервалы времени исторические, археологические и палеосейсмологические данные.

На основе установленных закономерностей разработаны эффективные методики вероятностного прогнозирования возможных сейсмических воздействий для задач общего сейсмического районирования, детального сейсмического районирования, сейсмического микрорайонирования, а также для оценки сейсмической опасности отдельных точечных (здания, сооружения ограниченных размеров), линейных (протяженные трубопроводы, транспортные системы, линии связи и т. д.) и площадных (территории городов и др.) объектов. Указанные методики позволяют рассчитывать воздействия от совокупности всех потенциально опасных очагов землетрясений с учетом их повторяемости во времени. При этом учитываются размеры, ориентация в пространстве и глубина каждого отдельного очага землетрясения, а также особенности очагового излучения и его трансформация на пути от очага в точку наблюдения, включая влияние локальных грунтово-геоморфологических условий, что повышает точность и надежность получаемых результатов. По своим функциональным возможностям эти методики соответствуют международным стандартам, а по ряду показателей и превосходят их.

Юрием Константиновичем также разработана методика двумерной трансформации акселерограмм, существенно повышающая эффективность метода подбора реальных записей ускорений сильных землетрясений для антисейсмического проектирования, за счет улучшения их соответствия прогнозным параметрам сейсмических воздействий (спектрам, пиковым амплитудам, длительностям и др.) с учетом региональных и местных сейсмогеологических условий.

С 1972 г по настоящее время им проведено прогнозирование возможных сейсмических воздействий для более 100 объектов (в том числе и ответственных) промышленного и гражданского строительства в РФ, СНГ, странах дальнего зарубежья.

Ю.К. Чернов занимается не только профессиональной деятельностью в Северо-Кавказском филиале производственного и научно-исследовательского института изысканий в строительстве Госстроя РФ, Северо-Кавказский инженерно-геологический центр Росстроя (г. Ставрополь) в качестве зам. директора по науке и зав. лабораторией инженерной сейсмологии, но ведет и активную преподавательскую работу. Он профессор кафедры строительства Северо-Кавказского Государственно-

го Технического Университета (г. Ставрополь). Под его руководством были подготовлено большое число кандидатских и докторских диссертаций. Профессор Чернов Ю.К. является автором трех монографий и более 90 научных статей в области инженерной сейсмологии.

Юрий Константинович активно участвует во многих исследованиях и проектах как руководитель и в качестве участника. Он является член-корреспондентом Международной Академии Информатизации, членом Российского Национального Комитета по сейсмостойкому строительству и сейсмическому районированию, председателем, почетным членом научно-консультативного Совета при Администрации Сахалинской области, консультантом ряда российских («Зарубежводстрой», «Севкавгипроводхоз», «Жилстройинвест» и др.) и транснациональных (Sakhalin Energy Investment Company Ltd.) корпораций по сейсмическому обеспечению Сахалинских шельфовых проектов, других производственных и строительных проектов, реализуемых на территории России и в других странах.

Редакция журнала «Геология и геофизика юга России» поздравляет Юрия Константиновича Чернова со славным юбилеем – 65-летием и желает здоровья, благополучия и дальнейших успехов в научной деятельности!

*Гл. редактор журнала «Геология  
и геофизика Юга России»  
Д.ф.-м.н., профессор,  
**В.Б. Заалишвили***

**ИЗВЕСТНЫЙ УЧЕНЫЙ И ОРГАНИЗАТОР НАУКИ  
(к 65-летию со дня рождения и 45-летию научной  
деятельности В.Б. Заалишвили)**



23 сентября 2014 года исполняется 65 лет со дня рождения доктора физико-математических наук, профессора, заслуженного деятеля науки Республики Северная Осетия-Алания, директора Центра геофизических исследований Владикавказского научного центра РАН и РСО-А, заведующего лабораторией геофизики и инженерной сейсмологии, профессора Северо-Кавказского горно-металлургического института (ГТУ), профессора Грозненского государственного нефтяного технического университета имени академика М. Д. Миллионщикова, академика РАЕН, ЕАЕН, АГН, МАНЭБ Владислава Борисовича Заалишвили.

Владислав Борисович Заалишвили родился 23 сентября 1949 года в Тбилиси. После окончания школы Владислав Заалишвили поступил в IV-е Тбилисское музыкальное училище по классу скрипки, которое он закончил в 1969 г. В этом же году началась трудовая его деятельность в Институте строительной механики и сейсмостойкости Академии наук Грузинской ССР, в отделе инженерной сейсмологии и теории сейсмостойкости, которым руководил член-корреспондент Академии наук Грузинской ССР Ш.Г. Напетваридзе. Это предопределило всю дальнейшую научную и трудовую биографию Владислава Борисовича. В 1972 г. он успешно заканчивает физический факультет Тбилисского государственного университета. В 1982 г. переходит в лабораторию сейсмического микрорайонирования Института строительной механики и сейсмостойкости АН Грузинской ССР.

В 1986 г. в Институте геофизики АН Грузии Владислав Борисович защитил кандидатскую диссертацию на тему: «Сейсмическое микрорайонирование по данным искусственного возбуждения колебаний грунтовой толщи», а в 1996 г. диссертацию на соискание ученой степени доктора физико-математических наук на тему «Сейсмическое микрорайонирование на основе изучения нелинейных свойств грунтов искусственными источниками» на физическом факультете МГУ им. М.В. Ломоносова. В 2005 г. защитил диссертацию на соискание ученой степени доктора физико-математических наук в Институте геофизики АН Грузии. В 2007 г. получил звание профессора.

За 45 лет научной деятельности В.Б. Заалишвили опубликовал 490 научных работ, в том числе, 12 научных монографий и учебных пособий, 50 патентов на способы сейсмического микрорайонирования, сейсмоизоляции, инженерной геофизики, экологии и др. В настоящее время профессор В.Б. Заалишвили является известным в стране и за рубежом ученым в области геофизики и инженерной сейсмологии.

Область научных интересов включает геофизику, в том числе, инженерную сейсмологию, эндогенные и экзогенные процессы, инструментальный мониторинг опасных процессов сейсмической опасности и риск, геодинамика, глубинные исследования, физику разрушений, базы данных, нелинейность грунтов, физические основы сейсмостойкого строительства, опасности и риски различной природы, гляциологию, геотермальные воды, медицинскую геофизику, геоэкологию, ГИС-технологии, фито и био- индикации.

Он соавтор книг: «Сейсмическая опасность и сейсмостойкое строительство в РФ» (1996), «Оценка сейсмической опасности и сейсмического риска в РФ» (1998), автор монографии «Физические основы сейсмического микрорайонирования» (2000), учебного пособия «Основы сейсмического микрорайонирования» (2006), в 2009 г. в издательстве «Наука» вышла его монография «Сейсмическое микрорайонирование территорий городов, населенных пунктов и больших строительных площадок», в 2012 году за рубежом вышла коллективная монография «Earthquake Engineering», куда вошла его глава «Assessment seismic hazard of the territory» и т. д. В 2000-2001 гг. пять его работ опубликованы в известном академическом издании Kluwer Academic Publishers.

В 2005-2013 гг. он был председателем и редактором 5 сборников трудов школ-семинаров молодых ученых «Сейсмическая опасность и управление риском на Кавказе» и в 2007-2012 гг. был председателем и научным редактором трех сборников трудов конференции «Опасные природные процессы в предгорных и горных регионах Северного Кавказа».

Заалишвили В.Б. создал новое научное направление в виде оценки сейсмической опасности территории на основе учета нелинейных свойств горных пород мощными невзрывными источниками, им впервые введены простые и эффективные показатели движения в виде площадей нормализованного и реального спектров колебаний, определяющие поглощение и нелинейность среды, ввел понятия средневзвешенного периода колебаний и коэффициента рельефности, разработал ряд современных способов оценки сейсмической опасности горных пород, не имеющих аналогов в мире, предложил новый инструментально-расчетный метод сейсмического микрорайонирования, создал и развивает научную школу в области инженерной сейсмологии в России, в том числе в Северной Осетии, в Грузии.

Всего с 1969 г. участвовал в 130 научно-исследовательских работах, в том числе, по сейсмическому микрорайонированию территорий: ряда городов бывшего СССР (Владикавказ, Сочи, Тбилиси, Гагра, Сухуми, Батуми, Кутаиси, Рустави,

Боржоми, Гали и т. д.), грузинских АЭС и ГРЭС, водохранилищ, промышленных центров, больших строительных площадок (Ленкорань, Негром и т. д.). Участвовал в динамических испытаниях зданий и сооружений (Сочи, Карачаевск, Тбилиси, Кутаиси и т. д.), в динамических испытаниях моделей устоев моста для БАМ на большой виброплатформе в ИСМиС, исследовал влияние различных источников (взрывы, сильные вибрации и т. д.) на устойчивость культовых сооружений, городской застройки, влияние импульсных ударников при забивке свай на устойчивость окружающих жилых зданий (г. Тбилиси) и т. д.

Плодотворную научную деятельность Владислав Борисович сочетает с огромной научно-организационной работой. В 1997 г. В.Б. Заалишвили организовал в Грузии Центр прикладной геофизики, инженерной сейсмологии и сейсмической защиты сооружений (AGESAS), которым руководил до 2005 года. В 2000 г. он организовал Северо-Кавказское отделение (на правах филиала) Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, и был до 2007 г. его директором. Заалишвили В.Б. в 2002 г. организовал Национальный комитет Грузии по сейсмостойкому строительству и инженерной сейсмологии и при поддержке российских коллег ввел в Европейскую ассоциацию. Был его первым вице-президентом в 2002-2008 гг.

В.Б. Заалишвили ввел в РАН (2003 г.) и по настоящее время руководит Федеральным государственным бюджетным учреждением науки Центром геофизических исследований Владикавказского научного центра РАН и РСО-А, который в настоящее время входит в число ведущих научных учреждений РАН в области геофизики.

В 2004 г. на основе анализа инструментальных данных В.Б. Заалишвили интерпретировал и обосновал основные этапы процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 года в РСО-А.

В 2005 г. разработал новый расчетно-инструментальный метод сейсмического микрорайонирования.

В 2010 г. созданный им на базе СКГМИ (ГТУ) и ЦГИ ВНЦ РАН и РСО-А научно-образовательный центр «Геоинжиниринг», победил в 5 конкурсах ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы. С целью повышения безопасности функционирования опасных производств и строительства очистных сооружений была создана карта СМР территории ООО завода Электроцинк. Под его руководством установлено, что определяющее влияние на текущую загрязненность территории г. Владикавказ тяжелыми металлами и заболеваемость населения оказывают не завод Электроцинк, а отвалы хвостохранилища.

В 2010 г. 4 молодых ученых Центра стали лауреатами Премии Главы Республики Северная Осетия-Алания в области науки и техники для учащихся общеобразовательных школ, молодых ученых и специалистов за исследовательскую работу, выполненную под его руководством.

В 2011 г. была установлена сейсмическая станция в районе ледника Колка, записавшая сход ледника Девдорак 17 мая 2014 года, которая вошла в созданную под его руководством систему инструментального мониторинга опасных природно-техногенных процессов «Кармадонский параметрический полигон» (сейсмологические и гравиметрические наблюдения, GPS-измерения). В 2012 году руководил созданием карты СМР территории Чири-Юртской ГЭС в Чечне.

В 2013 гг. Заалишвили В.Б. руководил созданием первых в России вероятностных карт СМР гг. Владикавказ, Беслан, Ардон, Алагир, которые являются непосредственной основой сейсмостойкого проектирования и строительства. Его ученик Д.А. Мельков стал победителем Конкурса грантов Президента Российской

Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых – кандидатов наук на 2014 г.

Заалишвили В.Б. был награжден орденом «Золотой Архимед», золотой медалью «Николай Тесла» и медалью лауреата «за большой вклад в международное развитие науки и техники».

В 2011-2014 г. на XIII-XVI выставках Московского международного Салона изобретений и инновационных технологий «АРХИМЕД» разработки, выполненные под его руководством или участия, получили 8 золотых медалей, два кубка «За развитие изобретательства в регионе» и кубок «Звезда «Бахрейна».

Под его руководством защищены одна докторская и 10 кандидатских диссертаций.

Заалишвили В.Б. – главный редактор журнала «Геология и геофизика Юга России», член редколлегии журналов «Вестник ВНИЦ РАН», «Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений», «Природные и техногенные риски. Безопасность сооружений», «Open Construction & Building Technology Journal», «Journal of Georgian Geophysical Society, Issue (A), Physics of Solid Earth», неоднократно был председателем / членом оргкомитетов научных комитетов международных конференций в России и за рубежом, был главным научным редактором 12 научных сборников конференций и монографий.

Заалишвили В.Б. – член Российской ассоциации по сейсмостойкому строительству и защите от природных и техногенных воздействий, Американского сейсмологического общества, рабочей группы комиссии СНГ по сейсмостойкому строительству и уменьшению природно-техногенных воздействий, грузинского геофизического общества. Он действительный член академий в области геофизики, инженерной сейсмологии, геологии, горного дела и экологии: Европейской академии естественных наук, РАЕН, Международной академии экологии и безопасности жизнедеятельности (ассоциированного члена ООН), Академии горных наук.

Заалишвили В.Б. пользуется авторитетом в международном научном сообществе. Он был научным руководителем проекта ИНТАС «Оценка сейсмического риска больших городов Грузии на основе современной концепции сейсмического микрорайонирования с учетом нелинейных свойств грунтов» (1999-2001); директором проекта ТАСИС «Оценка сейсмического риска портовых сооружений г. Потти» (2000); директором проекта Программы ЕВРАЗИЯ «Разработка методики страхования в сейсмостойком строительстве с учетом особенностей экономического развития Грузии» (1999-2002); содиректором от России проекта Программы НАТО «Наука за мир»: Сейсмический риск больших городов Кавказа. Способы управления риском (2000-2005).

С 2013 года В.Б. Заалишвили входит в федеральный реестр экспертов научно-технической сферы РФ. Он – заслуженный деятель науки РСО-А (2006), награжден Почетными грамотами Президиума РАН (2011, 2012), он почетный ученый города Рима.

Редакционная коллегия журнала «Геология и геофизика Юга России» поздравляет Владислава Борисовича с замечательным юбилеем и желает ему долгих лет жизни, новых творческих успехов!

*Д.ф. – м.н., профессор,  
член-корреспондент РАН  
А.В. Николаев*

*Д.ф. – м.н., профессор,  
академик АН Чеченской Республики  
И.А. Керимов*

## ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ СТАТЕЙ

Объем статей не должен превышать 12 страниц текста, оформленного в соответствии с Правилами.

На первой странице должны быть указаны: УДК (шрифтом Times New Roman, размером 12, выравнивание по левому краю); название статьи на русском языке (прописными буквами, без кавычек, переносы не допускаются, точка в конце не ставится, подчеркивание не используется, выравнивание по центру), кегль 14 полужирный, выравнивание по центру; инициалы и фамилии авторов (кегль 12 полужирный курсив, выравнивание по центру); название учреждения, место работы всех авторов, и контактная информация для переписки (почтовый адрес, адрес электронной почты); аннотация статьи на русском языке и ключевые слова

Текст статьи набирается шрифтом Times New Roman размером 12 пт через одинарный интервал, выравнивание по ширине, без расстановки переносов. Подзаголовок – полужирный размером 12 пт, выравнивание по левому краю. При написании статьи используются общепринятые термины, единицы измерения и условные обозначения, единообразные по всей статье. Расшифровка всех используемых авторами обозначений дается при первом употреблении в тексте. Буквы латинского алфавита набираются курсивом, буквы греческого и русского алфавитов – прямым шрифтом.

Формулы создаются с помощью встроенного редактора формул (Microsoft Equation) с нумерацией в круглых скобках – (2), выравниваются по правому краю, расшифровка всех обозначений (букв) в формулах дается в порядке упоминания в формуле. Большие формулы необходимо разбивать на отдельные фрагменты. Фрагменты формул по возможности должны быть независимы (при использовании формульного редактора каждая строка – отдельный объект). Нумерацию, и по возможности, знаки препинания следует ставить отдельно от формул обычным текстом.

Таблицы, рисунки, фотографии размещаются внутри текста и имеют сквозную нумерацию по статье. Названия всех рисунков, фотографий и таблиц приводятся на русском языке, 11 кегль. Нумерация обозначений на рисунках дается по порядку номеров по часовой стрелке или сверху вниз. Рисунки с большим количеством деталей (сложные схемы, графики) размещаются на всю ширину страницы (16,5 см). Рисунки также должны быть предоставлены отдельными файлами в формате TIFF или JPEG с разрешением 300 dpi для контрастных черно-белых рисунков и 600 dpi – для полутонных. Цветные иллюстрации допускаются по согласованию с редакцией.

Обозначения, термины и иллюстративный материал должны соответствовать действующим ГОСТам.

Перечень литературных источников приводится общим списком в конце статьи. Список составляется по алфавиту, сначала следуют источники на русском, затем – на английском. Литература должна быть оформлена согласно ГОСТ 7.1–2003. Отсылки на литературу в тексте приводятся в квадратных скобках в строку с текстом документа. Допускается использование кратких библиографических ссылок согласно ГОСТ Р 7.0.5–2008. Если ссылку приводят на документ, созданный одним, двумя или тремя авторами в отсылке указывают фамилии авторов, если на документ, созданный четырьмя и более авторами – указывают фамилию первого автора и сокращение «и др.» («et al.» для документов на языках, применяющих латинскую графику); если авторы не указаны – указывают название документа; далее указывают год издания и при необходимости сведения дополняют указанием страниц. Сведения в отсылке разделяют запятой. Если отсылка содержит сведения о нескольких ссылках, группы сведений разделяют знаком точка с запятой. В отсылке допускается сокращать длинные заглавия, обозначая опускаемые слова многоточием с пробелом до и после этого предписанного знака.

## Приложения к статье

1. Аннотация (на отдельной странице – не более 100 слов). В ней не рекомендуется использовать формулы и ссылки на литературу. Если рукопись подается на русском языке, то аннотация должна быть продублирована на английском с указанием названия статьи, фамилий и инициалов авторов на этих языках. Если рукопись подается на английском языке, необходимо привести также аннотацию на русском. Аннотация печатается шрифтом Times New Roman (12 кегль) в одном файле в следующем порядке: название статьи, авторы, наименование организации, текст аннотации на русском языке, ключевые слова; далее, через 2 строки, в той же последовательности – на английском языке. Аннотация также публикуется на сайте журнала (на русском и английском языках).

2. Резюме (на отдельной странице) на русском и английском языках печатается шрифтом Times New Roman (10 кегль) и должно содержать следующую информацию:

- фамилия, имя, отчество всех авторов полностью (на русском и английском языке);
- полное название организации – место работы каждого автора в именительном падеже, страна, город (на русском и английском языке). Если все авторы статьи работают в одном учреждении, можно не указывать место работы каждого автора отдельно;
- адрес электронной почты для каждого автора;
- корреспондентский почтовый адрес и телефон для контактов с авторами статьи (можно один на всех авторов);
- опционально: подразделение организации, должность, научное звание, ученая степень, награды и научные премии, профессиональный опыт, основной круг научных интересов, количество публикаций каждого из авторов.

3. Текст реферата (одна страница) для опубликования в реферативных журналах (РЖ) ВИНТИ. Параметры страницы: формат А4 (210×297 мм); межстрочный интервал полуторный; шрифт Times New Roman (12 кегль) в одном файле в следующем порядке: наименование статьи, авторы, наименование организации, реферат на русском языке; далее, через 2 строки, в той же последовательности – на английском языке.

4. Справка из отдела аспирантуры (для аспирантов). Плата с аспирантов (единственный автор) за публикацию рукописей не взимается.

Тексты статей могут быть высланы в *tar* или *zip* архиве (каждая статья отдельно) по электронной почте на адрес редакции [southgeo@mail.ru](mailto:southgeo@mail.ru).

В архиве должны присутствовать следующие файлы:

- текст статьи, включая формулы, таблицы, рисунки, подрисуночные подписи, список литературы,
- иллюстрации в формате TIF или JPG, которые должны быть именованы таким образом, чтобы было понятно, к какой статье они принадлежат и каким по номеру рисунком статьи они являются. Каждый файл должен содержать один рисунок.
- аннотация на русском и английском языках;
- реферат на русском и английском языках;
- резюме на русском и английском языках;

Редакция не возвращает авторам присланные материалы равно как на бумажных, так и на электронных носителях.

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА  
ЮГА РОССИИ  
(№3. 2014г.)**

Подписано в печать 24.08.2014 г. Формат 60×84 1/8.

Усл. печ. лист 15,0. Гарнитура «Times».

Бумага офсетная. Печать цифровая. Тираж 100 экз.

**Издание зарегистрировано в Министерстве РФ по делам печати, телерадиовещания и средств  
массовых коммуникаций. Свидетельство ПИ № ФС77-44273 от 17 марта 2011 г.**

Издатель:

**Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Центр геофизических исследований Владикавказского научного центра Российской академии  
наук и Правительства Республики Северная Осетия-Алания**

Адрес редакции:

362002, РСО-А, г. Владикавказ, ул. Маркова 93а

тел. 8 (8672) 764084; факс 8(8672) 764056

e-mail: southgeo@mail.ru

<http://cgiras.ru/southgeo>

Отпечатано ИП Цопановой А.Ю.

362000, г. Владикавказ, пер.Павловский, 3.