

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СЛУЖБА РАН  
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О.Ю. ШМИДТА РАН  
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ООО «ДОНГЕОФИЗИКА»

## СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Материалы Восьмой Международной  
сейсмологической школы



**Геофизическая служба РАН  
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН  
Российский фонд фундаментальных исследований  
ООО «Донгеофизика»**

**СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ  
И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

**Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы  
Геленджик, 16–20 сентября 2013 г.**

**MODERN METHODS OF PROCESSING  
AND INTERPRETATION OF SEISMOLOGICAL DATA**

**Materials of the Eighth International Seismological Workshop  
Gelenjik, September 16–20, 2013**

**Обнинск – 2013**

УДК 550.34

**Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – 408 с.: ил.**

Сборник содержит материалы, представленные на Восьмой Международной сейсмологической школе «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных», состоявшейся в г. Геленджике 16–20 сентября 2013 года. Рассматривается широкий круг вопросов современной сейсмологии.

Публикуемые материалы представляют интерес для сейсмологов, геофизиков, геологов и других специалистов в области наук о Земле.

#### **Редакционная коллегия**

Член-корреспондент РАН А.А. Маловичко (отв. редактор), С.Г. Пойгина (техн. редактор), канд. физ.-мат. наук И.П. Габсатарова, канд. геол.-мин. наук С.В. Горожанцев, канд. физ.-мат. наук Д.А. Маловичко, канд. физ.-мат. наук Р.С. Михайлова, канд. физ.-мат. наук О.Е. Старовойт, канд. физ.-мат. наук Л.С. Чепкунас.

Восьмая Международная сейсмологическая школа «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных» проведена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 13-05-06060) и Отделения наук о Земле РАН.

**Modern methods of processing and interpretation of seismological data. Materials of the Eighth International Seismological Workshop. – Obninsk: GS RAS, 2013. – 408 p. with: illustrations.**

This paper contains materials presented at the Seventh International Seismological Workshop «Modern methods and interpretation of seismological data» taken place at Gelenjik on September 16–20, 2013. The broad range of problems of modern seismology is observed.

The published materials are of interest for seismologists, geophysicists, geologists and other specialists working in the area of sciences of the Earth.

#### **Editorial Staff**

Corresponding member of RAS A.A. Malovichko (responsible editor), S.G. Poygina (technical editor), PhD I.P. Gabsatarova, PhD S.V. Gorozhantsev, PhD D.A. Malovichko, PhD R.S. Mikhaylova, PhD O.E. Starovoit, PhD L.S. Chepkunas.

The Eighth International Seismological Workshop «Modern methods of processing and interpretation of seismological data» held with financial support from Russian Fund of Fundamental Investigations (grant № 13-05-06060) and the Earth Sciences Branch of RAS.

ISBN 978-5-903258-26-0

© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геофизическая служба РАН, 2013  
© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2013

# МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ В МОСКВЕ ОТ ГЛУБОКОФОКУСНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 24 МАЯ 2013 Г. В ОХОТСКОМ МОРЕ

<sup>1</sup>А.А. Маловичко, <sup>2</sup>Е.А. Маловичко

<sup>1</sup>ГС РАН, г. Обнинск

<sup>2</sup>Московский государственный университет  
им. М.В. Ломоносова

**Аннотация.** Рассмотрены особенности макросейсмических проявлений в Москве, обусловленных глубокофокусным землетрясением, произошедшим 24 мая 2013 г. в Охотском море. Выполнен анализ волновой картины и спектрального состава сейсмических волн, зарегистрированных сейсмической станцией «Москва». Установлена зависимость макросейсмических проявлений от характера строений и частотного состава колебаний.

**Abstract.** The features of macroseismic manifestations in Moscow due to deep-focus earthquake of May 24, 2013 in the Sea of Okhotsk are presented. The analysis of the wave pattern and the spectral composition of the seismic waves recorded seismic station "Moscow" is carried out. The dependence of the macroseismic manifestations of the structure of the buildings and the frequency of vibration is revealed.

Произошедшее 24 мая 2013 г. на глубине 600 км в районе Охотского моря землетрясение с магнитудой  $m_b=7.7$  оказалось уникальным по своим макросейсмическим проявлениям. Последние были зафиксированы практически на всей территории России, а также в ряде соседних государств [1, 2]. Впервые сейсмические сотрясения на территории Москвы были вызваны очагом землетрясения, удаленным на столь большое расстояние – около 6400 км ( $57.5^\circ$ ). Все фиксировавшиеся до этого в Московском регионе сейсмические сотрясения были связаны [3,4] исключительно с очагами глубоких землетрясений, удаленных на расстояния 1000–2000 км. Так, за последние 100 лет в Москве ощущались четыре землетрясения (в 1940, 1977, 1986 и 1990 гг.) с очагами в Восточных Карпатах (область Вранча, Румыния, расстояние от Москвы 1400 км) и два землетрясения с очагами в Среднеазиатском регионе (в 1946 г. в Западном Копетдаге и в 2000 г. в Туркменистане, расстояние от Москвы около 2000 км).

Уникальность макросейсмических проявлений от землетрясения в Охотском море обуславливает необходимость углубленного анализа зафиксированных цифровых форм.

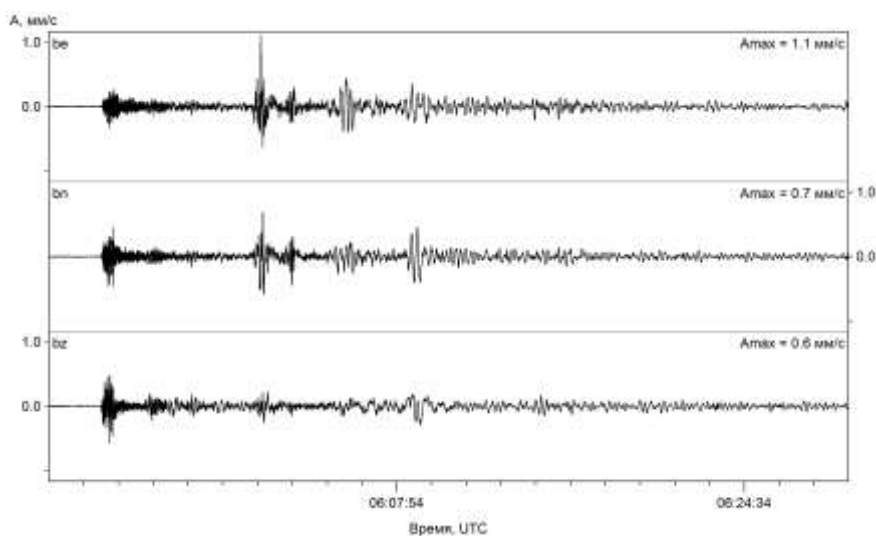
## Анализ инструментальных данных

Расположенная на территории Москвы сейсмическая станция «Москва» (MOS), оснащенная современной цифровой аппаратурой, обеспечила получение кондиционных сейсмических записей, позволивших выполнить углубленный анализ волновых форм этого уникального события.

На рис. 1 представлен 40-минутный фрагмент сейсмограммы всех трех компонент скоростей смещения землетрясения. Первая продольная ( $P$ ) волна от землетрясения достигла территории Москвы через 8 мин 57 с. Интенсивные колебания фиксировались примерно в течение 20 минут. На сейсмограмме, полученной сейсмостанцией «Москва», можно выделить несколько наиболее интенсивных цугов – цуг продольных волн длительностью около минуты, а также четыре цуга поперечных ( $S$ ) волн.

Используя сейсмологические таблицы АК135 [5], можно идентифицировать фазы сейсмических волн. Для сейсмостанции, расположенной на эпицентральной расстоянии  $\Delta=58^\circ$ , первой регистрируется прямая продольная ( $P$ ) волна, затем приходят волны  $PcP$ ,  $PP$  и первая поперечная волна  $PcS$ . Через 7 мин 15 с после продольной волны приходит прямая поперечная ( $S$ ) волна. Затем последовательно вступают поперечные волны  $ScS$  и  $SS$ , отраженные от ядра и поверхности Земли и др.

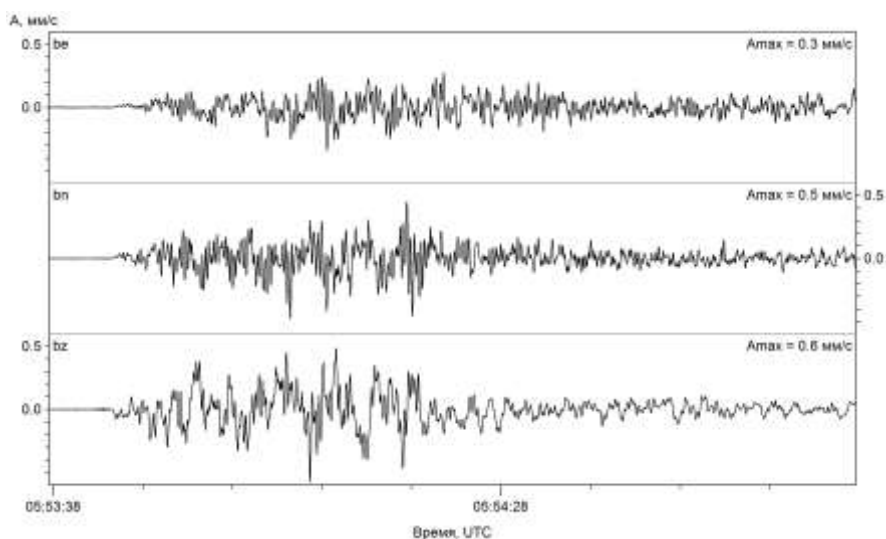
Анализ сейсмограммы показывает, что наибольшую амплитуду  $A_{\max}=1.1 \text{ мм/с}$  имела прямая волна  $S$  на компоненте EW. На компонентах NS и Z максимальные амплитуды составили, соответственно, 0.7 и 0.6  $\text{мм/с}$ . Согласно корреляционным соотношениям между сейсмической интенсивностью (балльностью) и максимальными амплитудами колебаний грунта, приведенные амплитуды колебаний соответствуют интенсивности в 2 балла (0.029–0.086  $\text{см/с}$ ) и 3 балла (0.086–0.25  $\text{см/с}$ ) [6].



**Рис. 1. 40-минутный фрагмент сейсмограммы землетрясения в Охотском море, зарегистрированный сейсмостанцией «Москва»**

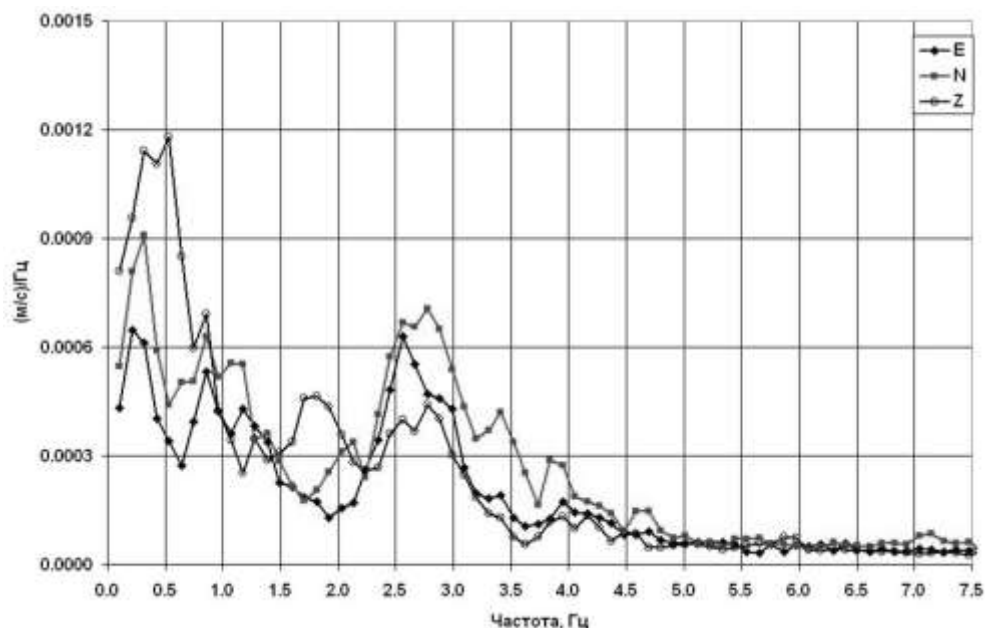
Цуг продольных волн и цуги интенсивных поперечных волн характеризуются существенно различным частотным составом.

На рис. 2 представлен 90-секундный интервал цуга колебаний продольных волн. Вертикальная компонента Z характеризуется максимальной амплитудой – 0.6  $\text{мм/с}$ .



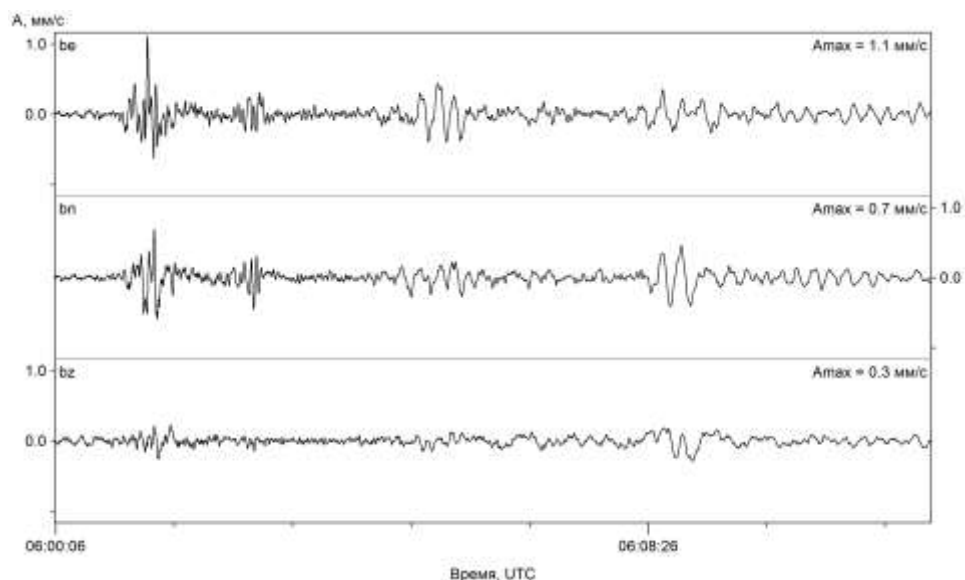
**Рис. 2. 90-секундный интервал записи цуга продольных волн от землетрясения в Охотском море**

Амплитудный спектр продольных волн имеет два максимума (рис. 3). Для горизонтальных компонент максимальные значения спектральных амплитуд приурочены к частотным диапазонам 0.15–0.40 и 2.3–3.2 Гц.



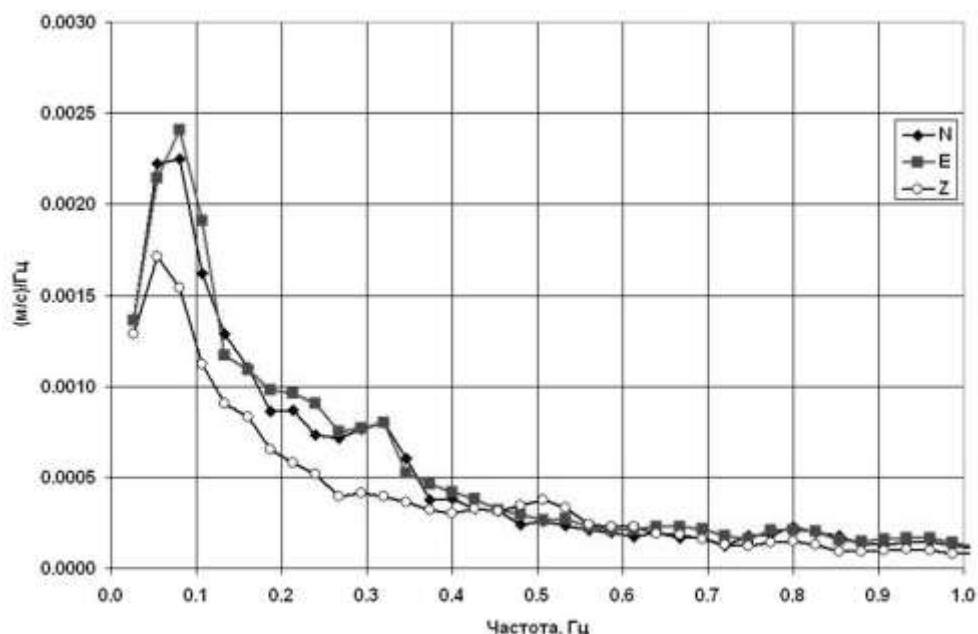
**Рис. 3. Амплитудный спектр интервала записи продольных волн, представленного на рис. 2**

Цуги наиболее интенсивных поперечных волн имеют значительную длительность – порядка 10 минут (рис. 4). При этом амплитуды этих волн на горизонтальных компонентах EW и NS в два-три раза превышают амплитуды на вертикальной компоненте.



**Рис. 4. 12-минутный интервал записи, содержащий цуги поперечных волн от землетрясения в Охотском море**

Амплитудный спектр представленного на рис. 4 интервала регистрации поперечных волн приведен на рис. 5. По сравнению со спектром цуга продольных волн спектр цугов поперечных волн характеризуется гораздо более низкочастотным составом. Максимумы спектров для различных компонент поперечных волн расположены в диапазоне частот 0.05–0.08 Гц.



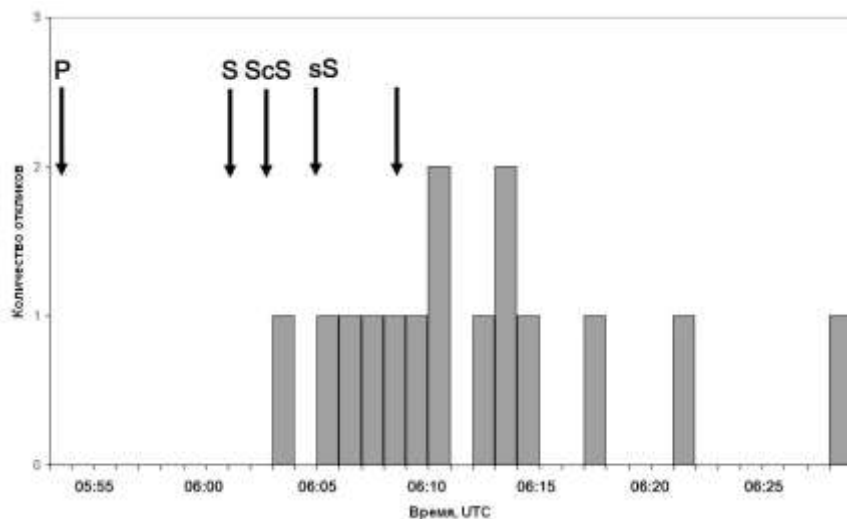
**Рис. 5.** Амплитудный спектр интервала записи поперечных волн, представленного на рис. 4

#### Анализ макросейсмических данных

По данным МЧС, с 05:56 (здесь и далее указывается универсальное мировое время UTC, которое меньше московского на 4 час) – через 2 мин после прихода первой продольной волны – в течение 32 мин на пульта диспетчеров МЧС Москвы поступило 52 звонка от жителей об ощущавшихся толчках. Количество звонков из жилых и административных зданий распределилось примерно поровну.

Наибольшее количество звонков было из Центрального административного округа – 22. очевидцы отмечали, что в их квартирах «тряслись кровати и картины», люди «ощущали себя как на море». Некоторым жителям даже показалось, что у них или кружится голова или резко подскочило давление. Во многих офисах качались люстры и шаталась мебель, ощущалась вибрация. Именно по этим причинам в ряде офисов была произведена эвакуация (в общей сложности более 900 человек).

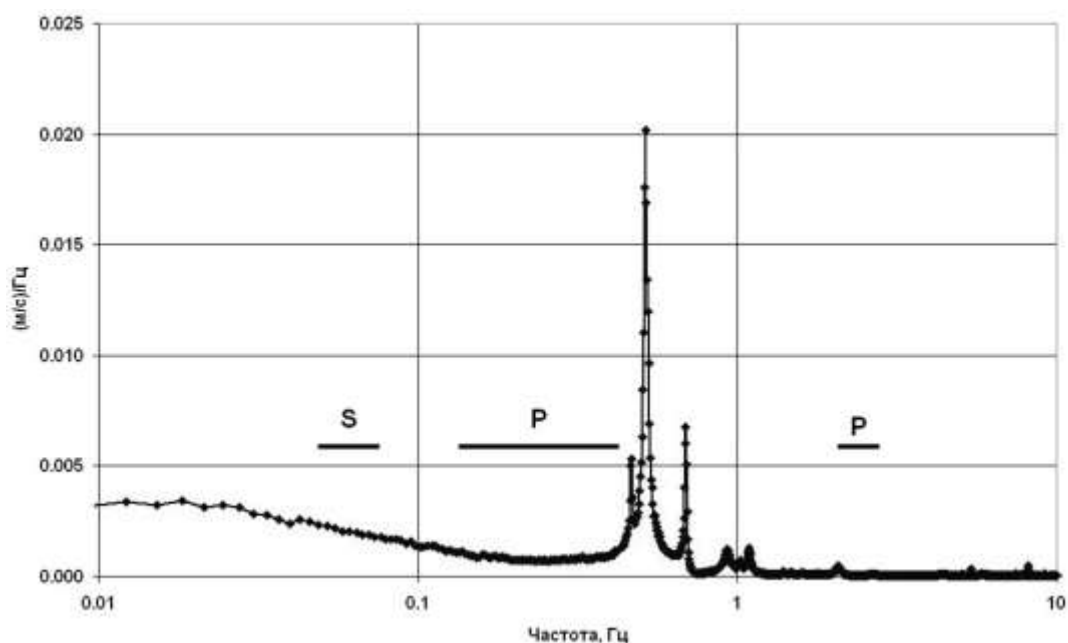
15 звонков имели не только территориальную привязку, но также и привязку по времени. Это позволило выполнить анализ временного распределения звонков. Гистограмма распределения звонков представлена на рис. 6.



**Рис. 6.** Распределение во времени поступивших в МЧС Москвы звонков о сотрясениях жилых и административных зданий

На гистограмме стрелками показаны времена вступления наиболее интенсивных цугов волн. Анализ приведенных на рис. 6 данных позволяет сделать вывод, что подавляющая часть звонков была связана с колебаниями зданий, инициированных поперечными волнами. Поскольку поперечные волны имели существенно низкочастотный характер (см. рис. 4), то они вызвали сотрясения преимущественно высотных зданий (десять этажей и выше), собственные частоты колебаний которых характеризуются значениями меньшими  $0.1 \text{ Гц}$ . В результате на высоких этажах (10-й и выше) сотрясения могли достигать 5 и даже 6 баллов.

Однако далеко не все высотные здания в Москве испытали сотрясения. Так, например, в Главном здании МГУ, которое насчитывает 33 этажа, не было зафиксировано сотрясений. Для объяснения отмеченного факта рассмотрим амплитудный спектр колебаний главного здания МГУ вдоль оси здания (компонента  $150^\circ$ ), параллельной Университетскому проспекту (рис. 7). Измерения были выполнены на 31-м этаже здания.



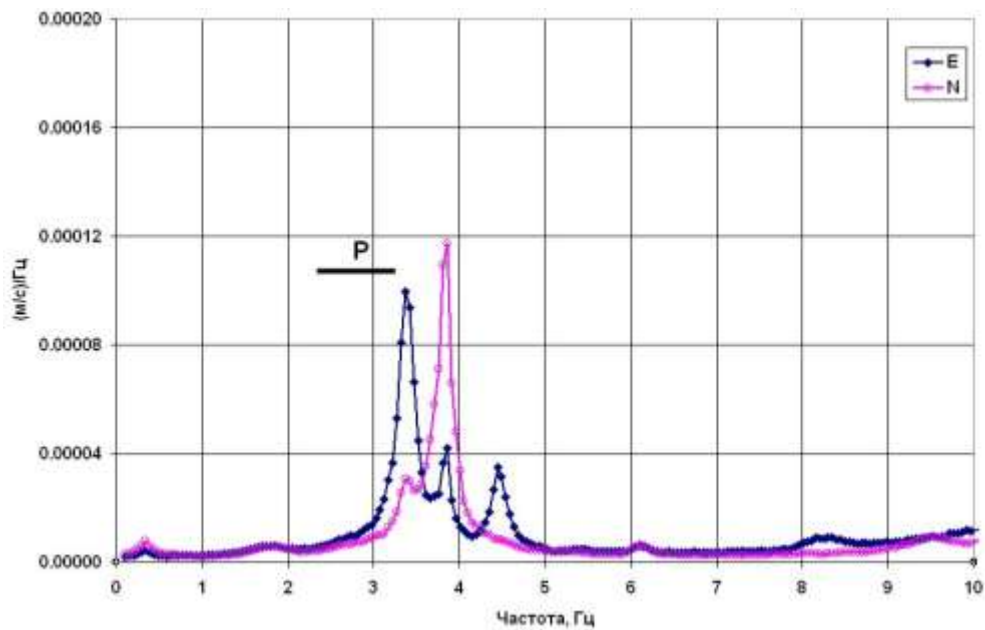
**Рис. 7. Амплитудный спектр колебаний Главного здания МГУ в направлении оси  $150^\circ$**

Из рис. 7 видно, что в направлении продольной оси здания (компонента  $150^\circ$ ) в спектре четко выделяются две частоты собственных колебаний –  $0.52$  и  $0.69 \text{ Гц}$ . Эти частоты отличаются от преобладающих частот продольных и поперечных волн землетрясения, отмеченных на рисунке горизонтальными отрезками.

Другая ситуация имела место в малоэтажных зданиях в центральной части города, где землетрясение вызвало слабые колебания строений, а также вибрации мебели и других предметов. Указанные проявления были отмечены, например, в 3-этажном здании старинной постройки, расположенном по адресу: улица Б. Ордынка, дом 29. В этом здании были выполнены специальные сейсмометрические измерения. На рис. 8 приведены амплитудные спектры собственных колебаний здания вдоль продольной (NS) и поперечной (EW) осей, полученные при регистрации на третьем этаже здания.

Область максимума амплитудного спектра продольных волн (горизонтальный отрезок на рис. 8) частично совпала с интервалом частотного диапазона собственных колебаний здания (максимумы отмечены на частотах  $3.37$  и  $3.85 \text{ Гц}$ ). Это совпадение и привело к резонансному усилению колебаний строения.





**Рис. 8. Амплитудные спектры колебаний старинного трехэтажного здания по адресу ул. Б. Ордынка, д. 29**

Отметим, что подобные колебания в зданиях малой этажности зафиксированы во многих домах в центральной части старой Москвы. На рис. 8 для микрорайонов Якиманка и Замоскворечье кружками показано местоположение зданий, в которых были зафиксированы различные макросейсмические проявления. Приведены только достоверные данные, которые имели хорошую привязку.



**Рис. 9. Местоположение зданий в микрорайонах Якиманка и Замоскворечье, в которых были отмечены сотрясения:**

● – землетрясение 2013 г., ▲ – землетрясение 1940 г., ★ – сеймостанция «Москва»

На рис. 9 треугольниками показаны здания, которые испытали колебания и вибрации во время Карпатского землетрясения 1940 г. Эти данные заимствованы из работы С.В. Медведева [7].

Землетрясение 10 ноября 1940 г. разбудило множество москвичей. По словам жителей города, слышался звон посуды, жидкость в сосудах сильно колебалась и даже выплескивалась, всяческие предметы явно раскачивались. В ряде помещений пострадала штукатурка: появились небольшие трещины. Сообщения о том, что «многие каменные стены дали трещины, раскачивались лампы, двигалась по полу мебель» относились к высоким этажам зданий. Всего на территории Москвы было собрано 330 сообщений очевидцев об ощущении этого события [6].

В одном из зданий Замоскворечья – в трехэтажном здании бизнес-центра (постройки конца XIX в.) по адресу: улица Садовническая, дом 24 (отмечено стрелкой на рис. 9) – сотрясения ощущались как в 1940, так и в 2013 году. По словам очевидцев, 24 мая 2013 г. около 10 час утра людей «качало и трясло». Всех эвакуировали из здания на 30–40 минут.

Накопление и систематизация данных по макросейсмическим проявлениям удаленных землетрясений на территории Москвы имеет важное значение. Оно позволит лучше понять особенности их пространственного распределения, характер их влияния на здания и сооружения и в конечном итоге оценить реальный уровень сейсмического риска для различного класса объектов.

#### **Выводы**

1. Глубокофокусное землетрясение в Охотском море, имевшее на территории Москвы интенсивность проявления в 2–3 балла хотя и не вызвало каких-либо нарушений и повреждений в промышленных и гражданских объектах, но имело большой социальный и психологический эффект, включая резкое ухудшение состояния здоровья (головкружение, резкий подъем давления и др.) у ряда жителей высотных зданий.

2. Интенсивное высотное строительство, осуществляемое в Московском мегаполисе, создает предпосылки для активизации и развития различных наведенных сейсмических процессов, обусловленных как местными природно-техногенными факторами, так и удаленными землетрясениями.

3. Интенсивность проявления колебаний существенно зависит от грунтовых условий. В зависимости от мощности грунтов и их состава эффекты резонансного сейсмического усиления колебаний могут достигать значительных величин, особенно в зонах развития водонасыщенных песчано-глинистых грунтов. Для территории Москвы эти вопросы инженерной сейсмологии изучены пока крайне слабо.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. *Старовойт О.Е., Коломиец М.В., Рыжикова М.И.* Анализ макросейсмических данных глубокого землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море. (В наст. сб.).
2. *Ассиновская Б.А., Карпинский В.В., Карпинская О.В., Панас Н.М.* Макросейсмические проявления в Санкт-Петербурге землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море. (В наст. сб.).
3. *Никонов А.А.* Макросейсмические эффекты Карпатских глубокофокусных землетрясений в Москве – исторические уроки // Сейсмологические наблюдения на территории Москвы и Московской области. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 70–77.
4. *Уломов В.И.* О сейсмических воздействиях на высотные здания и сооружения г. Москвы // Строительные материалы, оборудование, технологии XXI века. – 2008. – № 2. – С. 62–65.
5. *Seismological tables: AK135.* Compiled by B.L.N. Kennett // Research School of Earth Sciences. – The Australian National University, 2005.
6. *Антикаев Ф.Ф.* Меры по снижению ущерба от землетрясений // Сейсмические опасности. – М.: Изд. Фирма «КРУК», 2000. – С. 165–195.
7. *Медведев С.В.* О последствиях Карпатских землетрясений 1940 года // Труды Геофизического института АН СССР. – 1948. – № 1 (128). – С. 74–79.

# АНАЛИЗ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ГЛУБОКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 24 МАЯ 2013 Г. В ОХОТСКОМ МОРЕ

О.Е. Старовойт, М.В. Коломиец, М.И. Рыжикова  
ГС РАН, г. Обнинск

**Аннотация.** Приводятся данные о макросейсмических проявлениях землетрясения ( $m_b=7.7$ ,  $h=600$  км) в Охотском море на территории России. Сейсмическое событие такой большой магнитуды при глубоком очаге залегания дало макросейсмический эффект на больших территориях от Камчатки до Москвы.

**Abstract.** The article provides data on macroseismic manifestations earthquake ( $m_b=7.7$ ,  $h=600$  km) in the Okhotsk Sea on the territory of Russia. The seismic event of such big magnitude at deep origins occurrence gave macroseismic effect on large territories from Kamchatka to Moscow.

Геофизической службой РАН 24 мая 2013 г. зарегистрировано землетрясение в районе Охотского моря с магнитудой  $m_b=7.7$  на глубине 600 км.

Автоматическое определение параметров гипоцентра этого землетрясения через 15 мин после его возникновения было отправлено по списку рассылки в МЧС России и другие заинтересованные организации. Параметры землетрясения по данным различных сейсмологических центров приведены в табл. 1.

**Таблица 1. Сравнение параметров землетрясения 24 мая 2013 г. по данным различных центров**

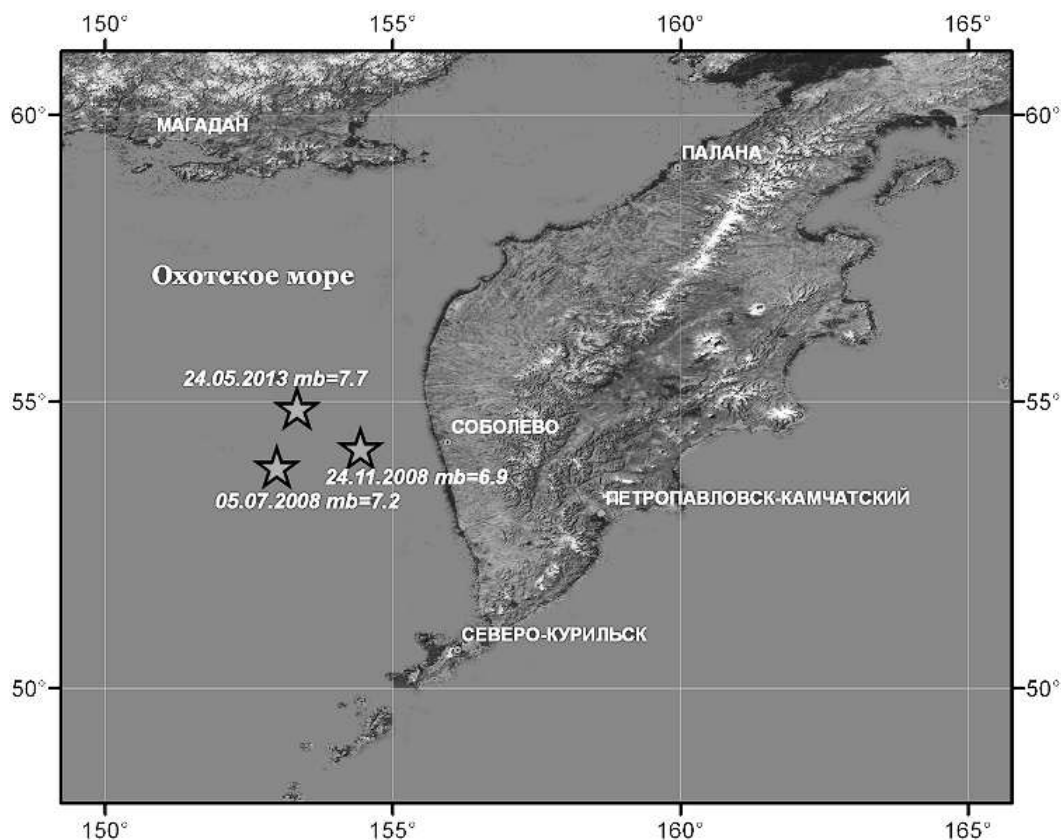
Центр	Время в очаге	$\varphi$ , °N	$\lambda$ , °E	$h$ , км	Магнитуда
ГС РАН (автоматическое определение)	05:44:48.5	54.89	153.54	600	$m_b=7.7$
ГС РАН (уточнение)	05:44:47.9	54.89	153.34	600	$m_b=7.7$
NEIC	05:44:49.0	54.871	153.335	601.8	$M_w=8.2$
CSEM	05:44:48.5	54.924	153.296	598.7	$M_w=8.2$

В течение четырех суток Геофизической службой зарегистрированы семь афтершоков с магнитудами от 4.2 до 4.7 и один сильнейший афтершок с  $m_b=7$  через девять часов после основного толчка.

В этом районе Охотского моря произошли два глубоких землетрясения в 2008 году. Эпицентр землетрясения расположен в 116 км к север-северо-востоку от землетрясения 5 июля 2008 г. с  $m_b=7.2$  и в 107 км к северо-западу от землетрясения 24 ноября 2008 г. с  $m_b=6.9$  (рис. 1).

## Макросейсмические проявления

Данные о макросейсмических проявлениях в различных регионах России стали поступать в ССД и региональные центры МЧС. Землетрясение ощущалось на большой территории от Петропавловска-Камчатского (удаленность 400 км), где зафиксирована интенсивность 5 баллов, до Москвы (удаленность 6500 км) с интенсивностью 2 балла. Звонки от населения поступали на пультах МЧС в городах Южно-Сахалинск, Магадан, Хабаровск, Благовещенск, Красноярск, Новосибирск, Томск, Кемерово, Казань, Нижний Новгород, Самара, Санкт-Петербург [1], Калуга, Тула, Смоленск, Уфа, Тверь.

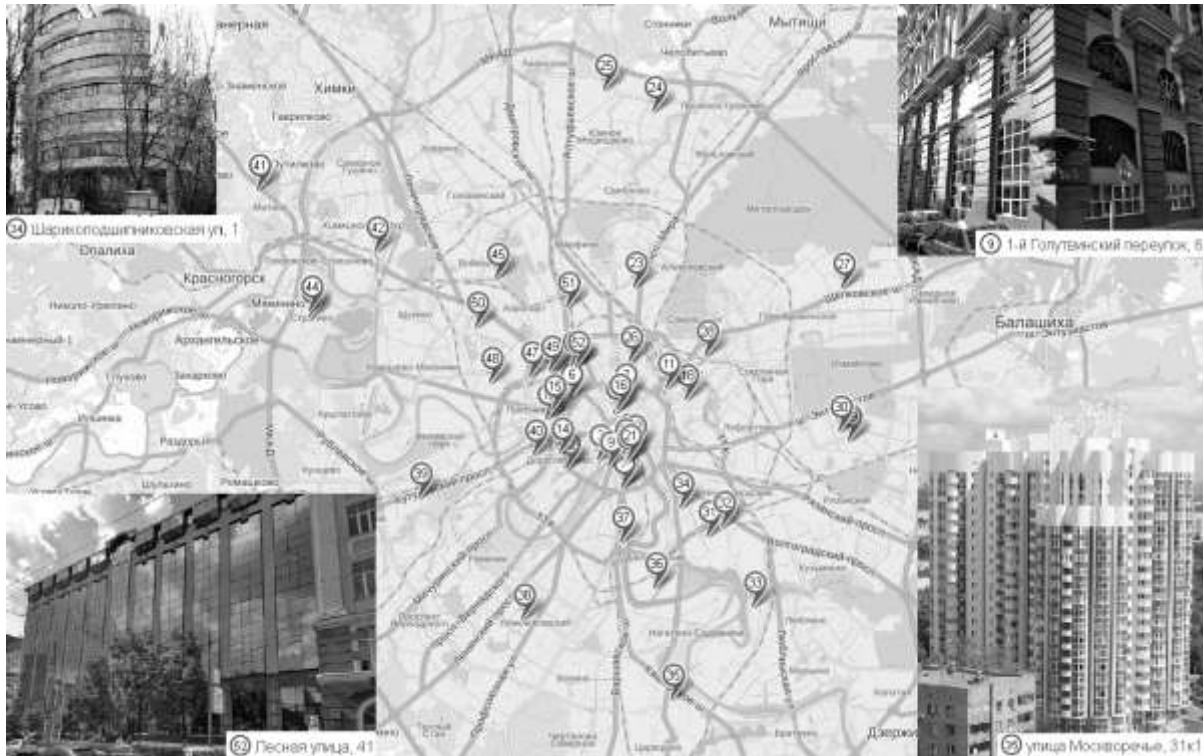


**Рис. 1. Эпицентры глубоких землетрясений в Охотском море**

На сайте Казахстанского национального центра данных ИГИ НЯЦ РК сообщалось, что жители Усть-Каменогорска, Курчатова, Астаны и других населенных пунктов чувствовали колебания, качались люстры, картины. Даже в г. Алма-Ата, находящемся от эпицентра на расстоянии более 5000 км, на верхних этажах люди ощутили это землетрясение.

В больших мегаполисах макросейсмические проявления наиболее заметны. Так, в МЧС Москвы с 09:56 (то есть сразу после прихода первой *P*-волны) в течение 32 мин поступило 52 звонка от населения, из них из административных зданий – 25, жилых зданий – 27, в том числе: Центральный административный округ (АО) – 22, Северо-восточный АО – 4, Восточный АО – 4, Юго-восточный АО – 4, Южный АО – 3, Юго-западный АО – 1, Западный АО – 2, Северо-западный АО – 5, Северный АО – 7. Землетрясение ощущали на верхних этажах высотных зданий или в зданиях старой постройки как раскачивание люстр, колебание воды в аквариуме и т.д. По данным ИТАР-ТАСС, из жилого дома на Лесной улице в Москве в целях безопасности были эвакуированы 150 человек, из соседнего дома, где расположен офис «Ингосстраха», эвакуировали 750 человек. Вся информация представлена на рис. 2.

Международные сейсмологические центры: Средиземноморский (CSEM-EMSD) и Глобальный центр Геологической службы США (NEIC) с помощью Интернет-систем собрали отклики жителей Канады, Италии, ОАЭ, Индии, Китая, Индонезии и Японии об ощутимости этого землетрясения, в основном в больших городах с постройками большой этажности. Все эти сведения приводятся в табл. 2. Они сведены в одну таблицу, несмотря на использование разных шкал в различных центрах: ГС РАН – 12-балльная шкала MSK-64, CSEM-EMSD – 12-балльная шкала EMS-98, NEIC – 10-балльная шкала, так как в интервалах значений низкой балльности (2–3 балла) они почти совпадают.



**Рис. 2.** Карта оцутимости землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море по Москве

### **Расчет параметров макросейсмического поля**

Неоднократно замечено, что сильные Дальневосточные землетрясения ощущаются на очень больших расстояниях, особенно, когда речь идет о глубоких землетрясениях. Пример тому – уникальное землетрясение 28 июня 2002 г. в Приморье, на границе России с Китаем, с  $M_w=7.3$  и глубиной очага  $h=565$  км. Его уникальность состояла в том, что землетрясение ощущалось до нескольких тысяч километров (4500–6500 км) от эпицентральной зоны – в городах Уральского региона, в Москве, в Махачкале [2]. Для расчета макросейсмического эффекта от них соотношения  $I$  с ( $MLH$ ,  $h$ ,  $\Delta$ ) по специализированным номограммам не приемлемы, так как магнитуда  $MLH$  в этом случае не определяется в связи с отсутствием поверхностных волн у глубокофокусных землетрясений. В то же время, согласно [3, 4], убывание балльности из-за большого затухания в ближней зоне происходит значительно быстрее и рассчитывается по более высокому значению коэффициента затухания  $\nu$  ( $\nu=5-6$  [3] и  $\nu=5-8$  [4]).

Учитывая это, из двух видов соотношений, характеризующих внешний эффект землетрясения в связи с характеристиками его очага:

1 – уравнение, связывающее магнитуду  $M$ , балльность в эпицентре  $I_0$  и глубину очага  $h$ :  $I_0=f_1(M,h)$ ;

2 – закон убывания балльности с расстоянием от эпицентра  $\Delta$ :  $I_0-I_i=f_i(\Delta, h)$ , для дальнейшего анализа выбрано второе соотношение.

Используем рекомендованную макросейсмическую формулу [4]:

$$h = \frac{\Delta_i}{\sqrt{10^{\frac{2(I_0-I_i)}{\nu}}}} - 1, \quad (1)$$

где  $h$  – глубина очага в км;  $\Delta_i$  – эпицентральное расстояние в км;  $I_0$  – интенсивность в эпицентре;  $I_i$  – интенсивность в конкретном населенном пункте или на  $i$ -той изосейсте;  $\nu$  – коэффициент затухания.

Первоначально рассчитаем значение  $I_0$  по макросейсмической формуле [3]:

$$I_0 = I_i + \nu \lg \sqrt{1 + \Delta^2 / h^2}. \quad (2)$$

**Таблица 2. Список населенных пунктов, в которых зафиксированы макросейсмические проявления от глубокого землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море**

№	Название населенного пункта	Координаты пункта		$\Delta$ , км	$I_0$ баллы
<b>Россия</b>					
1	Круглый маяк	52.07	158.32	455	V–VI
2	Кроноки	54.78	160.23	441	V
3	Петропавловск-Камчатский	53.02	158.66	401	V
4	Апача	52.93	157.13	330	IV–V
5	Елизово	53.17	158.45	385	IV–V
6	Термальный	52.94	158.23	387	IV–V
7	Вилючинск	52.93	158.41	397	IV–V
8	Паратунка	52.82	158.15	390	IV–V
9	Крутоберегово	53.08	158.58	397	IV–V
10	Радыгино	53.10	158.83	410	IV–V
11	Усть-Камчатск	56.24	162.54	597	IV–V
12	Усть-Большерецк	52.82	156.28	300	IV
13	Ганалы	53.75	158.00	328	IV
14	Милково	54.68	158.62	339	IV
15	Раздольный	53.27	158.29	370	IV
16	Карымшина (стабилизатор КФ ГС)	52.83	158.13	389	IV
17	Новый	53.11	158.55	394	IV
18	Институт	53.07	158.61	399	IV
19	Запорожье	51.50	156.52	432	IV
20	Паужетка	53.26	158.83	401	IV
21	Северо-Курильск	50.68	156.12	504	IV
22	Никольское (о-в Беринга)	55.20	166.01	807	IV
23	Магадан	59.57	150.81	542	IV
24	Тымовское	50.85	142.66	845	IV
25	Вулканный	53.97	158.44	345	III–IV
26	Козыревск	56.05	159.87	431	III–IV
27	Ключи	56.32	160.83	496	III–IV
28	Соболево	54.30	155.94	180	III
29	Начики	53.12	157.73	348	III
30	Семячки	54.08	159.99	439	III
31	Холмск	47.05	142.05	1174	II–III
32	Южно-Сахалинск	46.97	142.74	1150	II–III
33	Малокурильское	43.87	146.83	1311	II–III
34	Хабаровск	48.49	135.08	1440	II–III
35	Благовещенск	50.26	127.53	1807	II–III
36	Красноярск	56.01	92.82	3695	II–III
37	Новосибирск	55.03	83.92	4244	II–III
38	Бердск	54.76	83.09	4305	III* <sup>1</sup>
39	Томск	56.47	84.97	4110	II–III
40	Кемерово	55.36	86.09	4105	II–III
41	Казань	55.79	49.11	5931	II–III
42	Уфа	54.74	55.96	5704	II–III
43	Анива	46.72	142.53	1181	II–III

<sup>1</sup> – по данным CSEM.

№	Название населенного пункта	Координаты пункта		$\Delta$ , км	$I_0$ баллы
44	Оха	53.58	142.95	690	II–III
45	Углегорск	49.08	142.07	1104	II–III
46	Пильво	50.04	142.18	927	II–III
47	Углезаводск	47.33	142.62	1123	II–III
48	Курильск	45.23	147.88	1142	II–III
49	Китовый	45.26	147.89	1138	II–III
50	Рейдово	45.27	148.03	1134	II–III
51	Горячие ключи	52.04	143.08	749	II–III
52	Москальво	53.59	142.52	717	II–III
53	Гунгор	53.39	142.96	696	II–III
54	Южно-Курильск	44.04	145.85	1321	II
55	Ныврово	54.32	142.62	693	II
56	Ноглики	51.80	143.15	758	II
57	Сусуман	62.78	148.15	926	II
58	Галая	61.14	152.4	697	II
59	Москва	55.75	37.62	6406	II
60	Санкт-Петербург	59.94	30.31	6290	II
61	Нижний Новгород	56.33	44.00	6103	II
62	Самара	53.20	50.10	6096	II
63	Калуга	54.51	36.25	6568	II
64	Тверь	56.86	35.91	6372	II
65	Смоленск	54.78	32.04	6701	II
<b>Япония</b>					
66	Токио	35.69	139.69	2377	II** <sup>2</sup>
67	Sendai	38.27	140.87	2072	II**
68	Aomori	40.83	140.74	1818	III**
69	Sapporo	43.06	141.35	1575	II**
<b>Казахстан</b>					
70	Усть-Каменогорск	49.98	82.62	4618	III**
71	Астана	51.17	71.43	5174	IV**
72	Курчатов	50.76	78.54	4804	III**
73	Атырай	47.10	51.91	6511	V**
<b>Китай</b>					
74	Chongqing	29.57	106.52	4643	IV**
75	Chengdu	30.67	104.08	4699	III**
76	Xichang	27.91	102.27	5047	III**
<b>Индия</b>					
77	Noida, Индия	28.53	77.39	6573	II**
78	Delhi, Индия	28.58	77.24	6578	II**
<b>Италия</b>					
79	Milan, Италия	45.47	9.18	8357	II*
80	Ferrara, Италия	44.84	11.63	8353	II*
<b>Канада</b>					
81	Pemberton, Канада	50.33	-122.80	5339	II*
<b>Киргизия</b>					
82	Бишкек, Киргизия	42.87	74.59	5593	II*
<b>Эстония</b>					
83	Таллин, Эстония	59.44	24.75	6508	II*
<b>Индонезия</b>					
84	Malang, Индонезия	-7.98	112.63	7945	II**
<b>ОАЭ</b>					
85	Dubai, ОАЭ	25.27	55.31	8222	IV**

<sup>2</sup> – по данным NEIC.

Интенсивности в пунктах на Камчатке, Сахалине и Японии могут быть искажены как в сторону некоторого увеличения в точках, расположенных в районе выхода Тихоокеанской плиты на поверхность, так и в сторону уменьшения в точках в зоне максимального опускания плиты [5–7]. Поэтому в качестве реперной точки для расчета  $I_0$  возьмем ошутимость в Никольском (остров Беринга) с  $I_i=4$  балла,  $\Delta=807$  км. При  $\nu=7$  получаем  $I_0=7.15$ , при  $\nu=6$  получаем  $I_0=6.7$ . Среднее значение берем как  $I_0=7(\pm 0.3)$ . При дальнейших расчетах будем использовать коэффициент затухания  $\nu=7$  для ближней зоны. При этом коэффициенте и втором варианте балльности в Петропавловске-Камчатском ( $\Delta_i=401$  км),  $I_i=5-6$  баллов, получаем в эпицентре  $I_0=6.7$ , что не противоречит  $I_0=7(\pm 0.3)$ .

Рассчитаем значение коэффициента затухания  $\nu$  на различных расстояниях по формуле, полученной из (1):

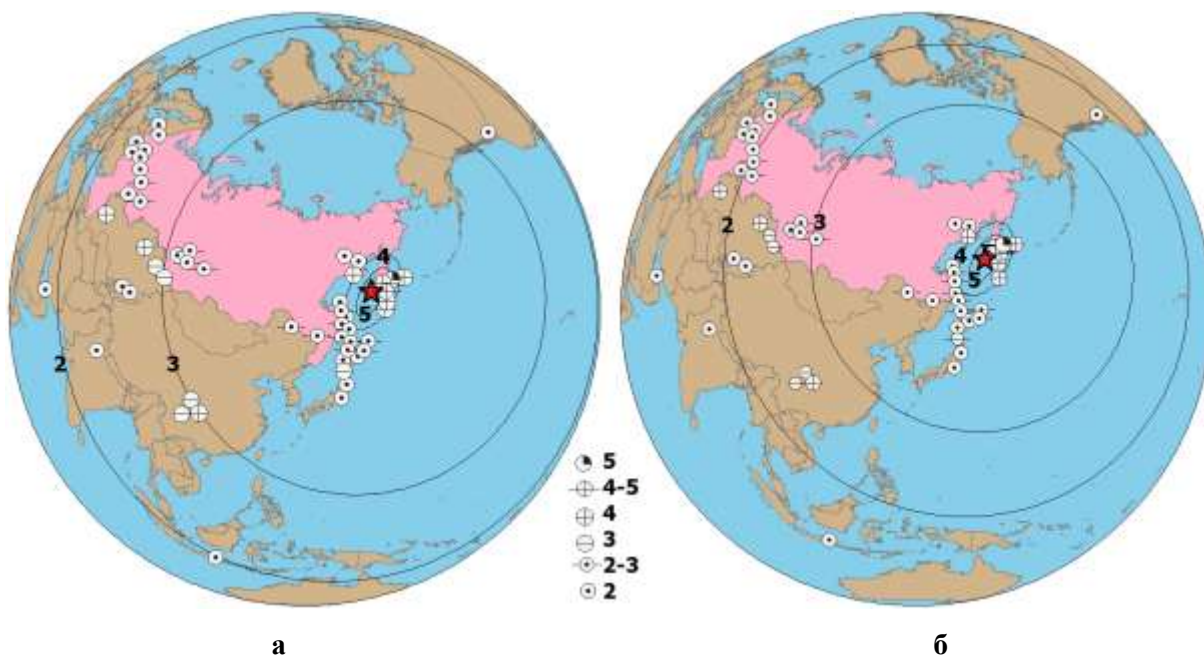
$$\nu = \frac{I_0 - I_i}{\lg(\Delta_i / h + 1)}$$

и инструментально полученному значению глубины  $h=600$  км при условии, что интенсивность в очаге  $I_0=7$  баллов. Для расчета значений коэффициента затухания  $\nu$  на других расстояниях будем выбирать пункты из предположения, что балльность не должна быть сильно увеличена за счет ошутимости на высоких этажах, так как в этих городах преобладает малоэтажная застройка.

В Бердске, Усть-Каменогорске и Курчатове ( $\Delta=4305, 4618$  и  $4804$  км соответственно) –  $I_i=3$  балла, получаем  $\nu=4.6-4.4$ , в среднем  $\nu=4.5$ .

В Калуге ( $\Delta_i=6568$  км)  $I_i=2$  балла, получим  $\nu=4.8$ . Однако есть подобная ошутимость и на бóльшем расстоянии – итальянский город Фергара ( $\Delta=8353$  км), тогда  $\nu=4.4$  (судя по фото в Интернете, не имеет высотной застройки, в отличие от Милана).

Таким образом, для расчета среднего радиуса изолиний балльности  $I_i=3$  и  $I_i=2$  балла примем среднее значение  $\nu=4.5$ . Для расчета используем формулу (1). Средние радиусы  $r_3$  и  $r_2$  равны, соответственно,  $4653$  и  $7762$  км. Тогда карта макросейсмического поля и пунктов-баллов будет выглядеть следующим образом (рис. 3).



**Рис. 3. Карта пунктов-баллов и теоретических изолиний 2 и 3 балла: а – при  $\nu=4.5$ ; б – при  $\nu=5.0$  и изолиний балльности 4 и 5 (при  $\nu=7$ )**

Однако, если воспользоваться рекомендациями Н.В. Шебалина [4], который указывает интервал коэффициента затухания  $\nu=5-8$  для глубоких землетрясений, и взять для расчета нижний предел этого интервала  $\nu=5$ , то получим средние радиусы  $r_3=3792$  км и  $r_2=6010$  км, что приведет к такому положению изосейст, как на рис. 3. Так как достоверность собранных нами из разных источников данных не оценивалась, а лишь являлась индикатором ощутимости, то такой вариант также возможен.

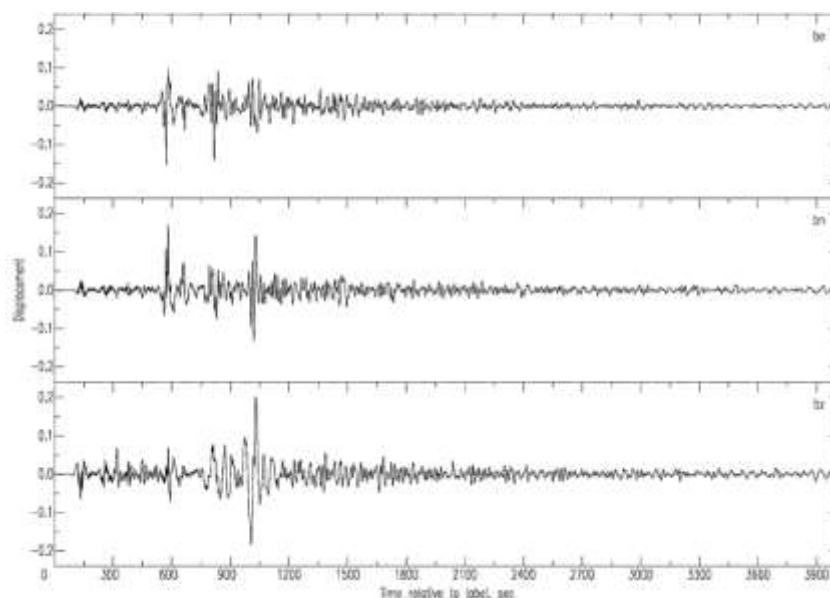
Интерпретация пунктов-баллов в ближней зоне требует дополнительного анализа с предварительным уточнением ощутимости в населенных пунктах Сахалина, Курил и Камчатки.

#### **Инструментальная оценка интенсивности**

Для получения оценок интенсивности по инструментальным данным на станциях MOS, OBN и PUL по цифровым записям этих станций были определены максимальные (пиковые) значения ускорения и скорости (табл. 3).

На станции MOS установлен регистратор UGRA и широкополосные велосиметры CM-30C, на станции PUL – регистратор Quanterra Q4124 и широкополосный велосиметр STS-2, на станции OBN – регистратор Quanterra Q330 и широкополосный велосиметр STS-1.

На рис. 4 представлена запись волновой формы сейсмостанции MOS.



**Рис. 4.** Трехкомпонентная запись землетрясения в Охотском море станцией MOS

**Таблица 3.** Максимальные ускорения и скорости для станций MOS, PUL, OBN

Станция	Удаленность, км	Скорость, см/с	Ускорение, см/с <sup>2</sup>
MOS	6406	0.06	0.63
PUL	6326	0.051	0.26
OBN	6523	0.052	0.21

В [8] приведены данные о корреляции сейсмической интенсивности с амплитудами колебаний грунта. В частности, интенсивности 2 балла соответствует интервал максимальных скоростей 0.029–0.086 см/с. Значение максимальных скоростей, зафиксированных на всех трех станциях, укладывается в этот интервал. Интервал максимальных ускорений, соответствующий интенсивности 2 балла, составляет 0.7–1.7 см/с<sup>2</sup>.

Зафиксированное значение максимальных ускорений на всех трех станциях не попадает в этот интервал. Однако, поскольку в [9] отмечено, что для получения заданного уровня интенсивности достаточно, чтобы один из наблюдаемых параметров попадал в заданный интервал, из табл. 3 можно сделать оценку, что на всех трех станциях интенсивность землетрясения по инструментальным оценкам составила 2 балла.



Кроме того, следует отметить, что в [9] интервал максимальных ускорений, соответствующий интенсивности 2 балла, несколько ниже – 0.21–1.0  $см/с^2$ . И в этом случае зафиксированные значения максимальных ускорений для всех трех станций также соответствуют интенсивности 2 балла.

### **Выводы**

Глубокофокусное землетрясение в Охотском море 24.05.2013 г., которое ощущалось в Санкт-Петербурге с интенсивностью 2–3 балла EMS-98 [1] и в Москве – 2 балла по шкале MSK-64, явилось уникальным событием, т.к. землетрясения такой большой магнитуды ( $M_w=8.2$ ,  $m_b=7.7$ ) на глубине 600 км – достаточно редкое явление. Оно поставило перед сейсмологами целый ряд научных и практических задач. В связи с этим чрезвычайно важно провести детальный анализ всех имеющихся материалов, включая сейсмические записи и данные макросейсмического обследования, и отработать методические приемы их интерпретации.

Для описания макросейсмического поля в близкой зоне и на удаленных расстояниях  $\Delta > 2000$  км коэффициенты затухания  $\nu$  различны – от 4.5 до 7 соответственно. Для расстояний примерно 6000 км и чуть более, на которые удалены основные российские мегаполисы Москва и Санкт-Петербург, при коэффициенте затухания  $\nu=4.8$  ощутимость достигает 2 баллов на грунте, а по реально имеющимся сведениям значительно (на 1.5–2 балла) увеличивается на верхних этажах высотных зданий.

Значение максимальных скоростей и ускорений, зафиксированных на трех станциях – «Москва», «Обнинск» и «Пулково», укладываются в интервал значений для 2 баллов.

Авторы выражают благодарность к.ф.-м.н. И.П. Габсатаровой за помощь в расчете параметров макросейсмического поля, сбор макросейсмических данных и обсуждение статьи.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. *Ассиновская Б.А., Карпинский В.В., Карпинская О.В., Панас Н.М.* Макросейсмические проявления в Санкт-Петербурге землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море. (В наст. сб.).
2. *Старовойт О.Е., Чепкунас Л.С., Коломиец М.В.* Хроника сейсмичности Земли. Сейсмичность Земли в декабре 2012 г. – мае 2013 года // Земля и Вселенная. – 2013. – № 6. (В печати).
3. *Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 года.* – М.: Наука, 1977. – 536 с.
4. *Шебалин Н.В.* Количественная макросейсмика. Глава 16. Глубина очага землетрясения // Вычислительная сейсмология. Вып. 34. – М.: ГЕОС, 2003. – С. 172–187.
5. *Урбан Н.А., Поплавская Н.Л., Воробьев Е.А., Оскорбин Л.С., Полякова Т.А., Рудик М.И.* Глубокофокусное землетрясение 12 мая 1990 г. на Сахалине // Землетрясения в СССР в 1990 году. – М., 1996. – С. 87–90.
6. *Furumura T., Kennett B.L.N.* Subduction zone guided waves and the heterogeneity structure of the subducted plate: intensity anomalies in northern Japan // J. Geophys. Res. – 2005. – V. 110, N B10302. – 27 p.
7. *Митюшкина С.В., Иванова Е.И., Чеброва А.Ю., Левина В.И.* Макросейсмические проявления промежуточных и глубоких землетрясений камчатской зоны субдукции // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Второй региональной научно-технической конференции. – Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2010. – С. 141–145.
8. *Сейсмические опасности.* Тематический том / Под ред. Г.А. Соболева. – М.: Издательская фирма «КРУК», 2000. – 296 с.
9. *Антикаев Ф.Ф., Шебалин Н.В.* Уточнения корреляций между уровнем макросейсмического эффекта и динамическими параметрами движения грунта // Исследования по сейсмической опасности. Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 29. – М.: Наука, 1988. – С. 98–108.

## МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ В САНКТ-ПЕТЕРБУРГЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 24 МАЯ 2013 Г. В ОХОТСКОМ МОРЕ

Б.А. Ассиновская, В.В. Карпинский,  
О.В. Карпинская, Н.М. Панас  
*Геофизическая служба РАН, г. Санкт-Петербург*

**Аннотация.** Приводятся данные о макросейсмических проявлениях в Санкт-Петербурге землетрясения 24.05.2013 г. ( $m_b=7.7$ ,  $h=600$  км) в Охотском море. Сейсмическое событие с таких больших удалений ощущались в городе впервые за историю наблюдений. Основные причины – экстремальные параметры события и высотная застройка в мегаполисе.

**Abstract.** The article presents macroseismic data on earthquake 2013.05.24 ( $m_b=7.7$ ,  $H=600$  km) in the Okhotsk Sea in St. Petersburg. The seismic event from such large distance was felt here first during the time of observation. The main reason is an extreme event parameters and high-rise buildings in the city.

24 мая 2013 г. в 05:44:47.9 по Гринвичу (09:44:47.9 по местному времени) в Охотском море (координаты 54.89°N, 153.34°E) на глубине 600 км произошло уникальное землетрясение с  $m_b=7.7$  [1].

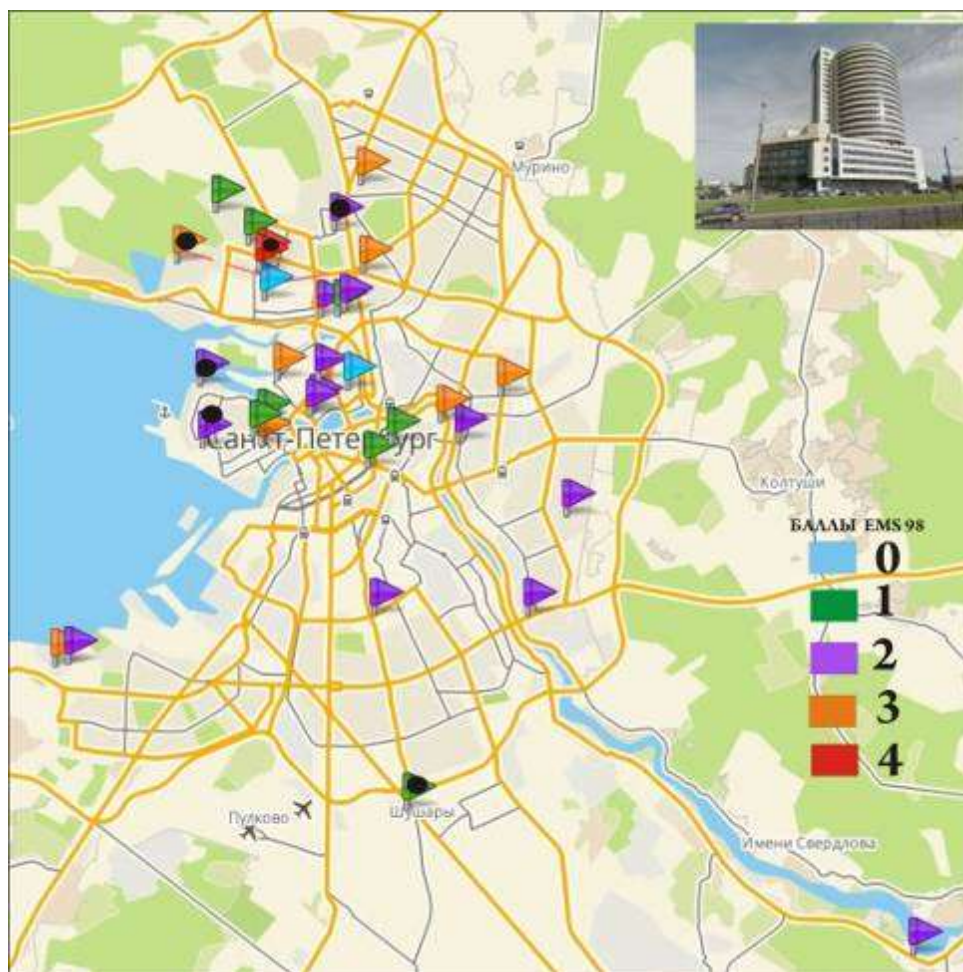
Принято считать, что глубокие землетрясения в целом менее опасны, чем мелкофокусные, однако они могут ощущаться на больших расстояниях от эпицентров.

Событие 24 мая 2013 г. оказалось по-своему уникальным – самым сильным в данном районе за всю историю наблюдений и самым глубоким. Последние два обстоятельства обусловили возникновение массовых макросейсмических проявлений на расстояниях более 6000 км во многих городах России, в том числе в Москве и Санкт-Петербурге. Во многом это вызвано массовой высотной застройкой, где оценки макросейсмической интенсивности считаются не вполне достоверными. Понятно, что эти данные следует учитывать с понижающим коэффициентом при различных научных построениях, но нельзя отрицать в то же время вредного, может даже угрожающего воздействия этих сотрясений на людей и их здоровье.

В отличие от Москвы, где имелось достаточно большое количество точек массового беспокойства людей, в Санкт-Петербурге такой точкой оказалась одна, а именно, здание Бизнес-центра РЕСО на углу пр. Богатырский и Торфяной дороги, официальный адрес – ул. Гаккелевская, 21 А (фото в углу карты, рис. 1). Вот так ощутили люди землетрясение в Охотском море:

«Сегодня был свидетелем произошедшего события в МДЦ РЕСО. ... Работаю на 15-м этаже. Ощущения были подобны головокружению, причем длились секунд 15–25, показалось, что просто повело и сильно закружилась голова. Я даже подумал, что чем-то отравился и могу упасть в обморок. Подошел подышать свежим воздухом у открытого окна, ощущение больше не повторялось. И только когда коллеги стали собираться к выходу на улицу и делиться своими ощущениями, понял, что не я один испытал что-то подобное...». «Сегодня в пятницу не успел присесть на работе, как всех попросили выйти из здания Бизнес-центра. На улице уже была куча народу и все смотрели, как наша 24-этажная башня раскачивается. Зрелище было впечатляющее. Дело было около 10 утра. Я-то работаю на втором этаже и ничего не почувствовал. Люди с верхних этажей жаловались на головокружение и тошноту. Болезненные ощущения у всех начинались с 11 этажа, ниже восьмого все было нормально. Постояли минут сорок, приехала

милиция, пожарные, МЧС и всех попросили отойти подальше от нашего здания... Не знаю, относится к этому событию или нет... (в этот день, прим. авторов). Самочувствие плохое, что-то вроде как после продолжительной болезни, ничего делать не хочется, постоянная слабость. Все время хочется спать...».



**Рис. 1. Макросейсмические проявления Охотского землетрясения 24.05.2013 г. в Санкт-Петербурге**

Здание Бизнес-центра PESCO имеет 24 этажа (высота 70 м) и округлую форму, судя по свидетельствам строителей, оно характеризуется специально ослабленной конструкцией для противодействия ветровым нагрузкам. Под зданием на глубине ~70 м проходят два тоннеля метро. Видимо, именно последнее обстоятельство и предопределило уровень воздействий. Максимальный прогиб здания, согласно строительным правилам (В.К. Хвалюк, устное сообщение), не должен превышать 0.001 высоты, а допустимые ускорения колебаний –  $0.1 \text{ м/с}^2$ , на аварийных строениях допускается  $0.15 \text{ м/с}^2$ , фоновые замеры в Питере на зданиях массовой застройки составляют  $0.03\text{--}0.05 \text{ м/с}^2$ . Согласно мнению специалистов и по описаниям ощущений величина допустимых ускорений на здании Бизнес-центра PESCO была превышена не менее чем в три раза.

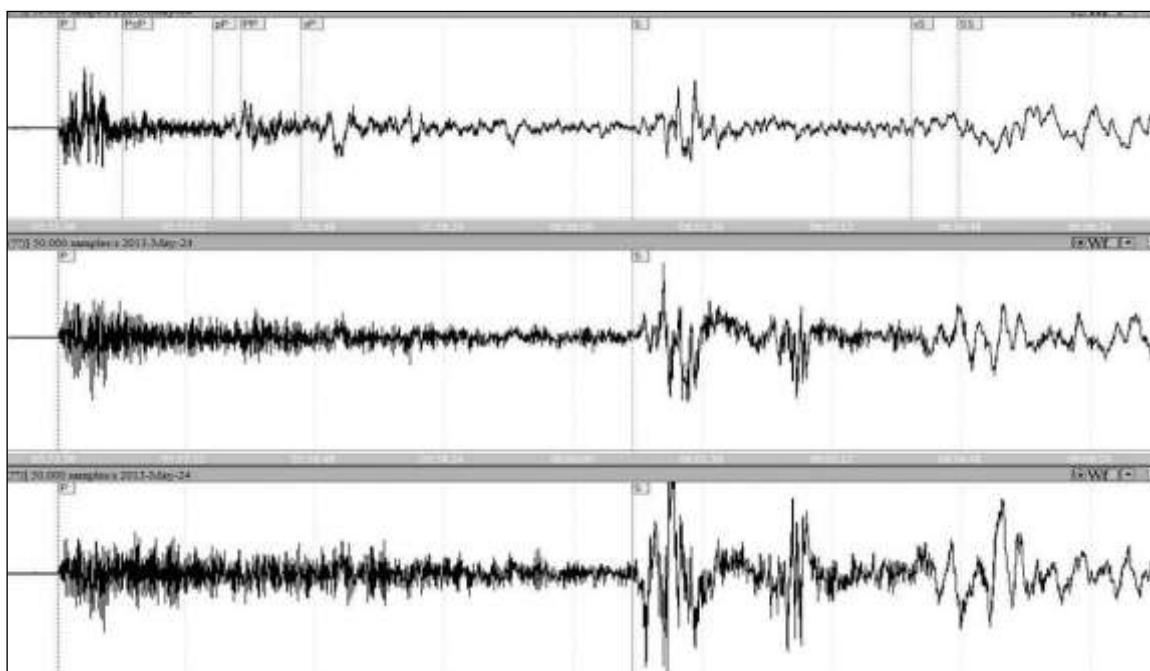
Далее путем опроса в Интернете были собраны и данные об ощутимости Охотского землетрясения в городе. Вся информация без учета этажности помещена на карту (рис. 1). Как и прежде (мы ранее уже писали о том, где и как проявляются в городе далекие землетрясения [2, 3]), сотрясения интенсивностью 2–3 балла отмечены на Васильевском острове, в центральной части города, в домах старого фонда, аварийных и плохо построенных. При этом этажность была самая разная – со второго по пятый. Однако обнаружили и новые обстоятельства: в Санкт-Петербурге появилось большое

количество высотных домов вплоть до 25-этажных, и тут сейсмическое событие проявилось максимально, главным образом в ощущениях людей. Следует добавить также, что на северо-западе города впервые проявился факт плохих грунтовых условий. Видимо, сказался факт массовой высотной застройки этого района.

Известно, что инженерно-геологические условия в Санкт-Петербурге достаточно сложные, всю территорию города практически полностью перекрывают рыхлые четвертичные отложения, в основном техногенного характера. Их мощность составляет 20–30 м, локально достигая 100–130 м в палеодолинах [4]. Положение этих локальных структур определяется рельефом поверхности подстилающих пород ледникового происхождения. На севере города, именно в районе расположения описанного выше здания Бизнес-центра прогибы, заполненные песчано-глинистыми отложениями, получили широкое развитие. Этот район, по данным В.Г. Ауслендера, пересекает протяженная палеодолина. На геологическом разрезе в районе проспектов Испытателей и Богатырского (расстояние 100 м от здания) глубина вреза составляет 90 м, ширина – 500 м, при этом наиболее крутой склон палеодолины как раз располагается вблизи Богатырского проспекта.

Для оценки среднего балла для города в целом ранее была использована зависимость  $I_{cp}=0.086 \cdot \text{этаж} + 2.4$ , полученная ранее по сводке макросейсмических проявлений Калининградских землетрясений 2004 г. в Санкт-Петербурге [2]. Если в этой формуле приравнять этаж нулю, получим искомую интенсивность на поверхности земли, равную 2.4 балла, то есть интенсивность сотрясений в Петербурге от Охотского землетрясения составила 2–3 балла по шкале EMS-98 [5].

Землетрясение зарегистрировано инструментально станциями PUL ( $\Delta=56.5^\circ$ ), VAL ( $\Delta=55.3^\circ$ ), IZM ( $\Delta=56.3^\circ$ ) и VYB ( $\Delta=56.4^\circ$ ) Санкт-Петербургской сейсмической сети. Наиболее полная волновая картина далекого и глубокого землетрясения – на сейсмограмме широкополосной станции «Пулково» (сейсмограф STS-2, станция Quanterra) (рис. 2). Амплитуда волны S (максимальная на записи) равна 1491 мкм, период – 32 с. При переходе к ускорениям амплитуда воздействий, естественно, оказалась значительно меньше, чем это было на ул. Гаккелевской. Соответственно, в Пулково землетрясение не ощущалось, но рядом, в поселке Шушары, на 19-м этаже 24-этажного монолитного точечного дома «вибрировала люстра длиной 55–57 см».



**Рис. 2. Запись землетрясения 24.05.2013 г. в Охотском море  
( $m_b=7.7$ ,  $h=600$  км) станцией PUL**

### **Выводы**

Глубокофокусное землетрясение 24.05.2013 г. с эпицентром в Охотском море ощущалось в Санкт-Петербурге с интенсивностью 2–3 балла по шкале EMS-98 [5]. Это случилось впервые за историю сейсмологических наблюдений. Основные причины явления – экстремальные параметры события и высотная застройка в мегаполисе. Построена карта макросейсмических проявлений.

Макросейсмический эффект сильных удаленных землетрясений обычен для Санкт-Петербурга. В городе ощущаются все сильные глубокие Карпатские землетрясения, а также все региональные события с  $M \geq 4$ , о чем мы имеем отрывочные данные. Все эти проявления изучены слабо.

Между тем макросейсмические данные несут весьма полезную информацию не только об очаге исходного землетрясения, глубине источника и магнитуде, но и о месте воздействий – его инженерно-геологических характеристиках. Эти данные могут быть востребованы.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. *Последние землетрясения по данным ССД*. Сайт Геофизической службы РАН [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.ceme.gsras.ru/>.
2. *Ассиновская Б.А.* Проявления землетрясения на северо-востоке Балтийского региона // Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 года. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – С. 115–121.
3. *Ассиновская Б.А.* К вопросу о необходимости проведения микросейсморайонирования в Санкт-Петербурге // Сейсмостойкое строительство. – 1999. – № 3. – С. 7–9.
4. *Геологический атлас Санкт-Петербурга* / Отв. ред. Н.Б. Филиппов. – СПб.: Комильфо, 2009. – 57 с.
5. *Gruenthal G.* European Macroseismic Scale 1998, EMS-98 // European Seismological Commission (ESC). – Luxembourg, 1998.

# КОРРЕЛЯЦИЯ ЭНЕРГИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ С ОБЪЕМОМ ГИПОЦЕНТРАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА

З.А. Адилов, О.А. Асманов, М.Г. Даниялов  
Дагестанский филиал ГС РАН, г. Махачкала

**Аннотация.** Предлагается методика определения корреляции энергии землетрясения с объемом гипоцентральной зоны. Методика апробирована на примере трех очаговых зон.

**Abstract.** It is offered methods of the determination to correlations to energy of the earthquake with volume hypocentral zones. The Methods have used on example three centers of the earthquake.

Впервые японский сейсмолог Ч. Цубои [1] предложил эмпирическое соотношение, связывающее энергию землетрясения  $E$  с объемом очага  $V$  в виде:

$$E(\text{эрг}) = 1000V(\text{см}^3)E(\text{эрг})=1000V(\text{см}^3). \quad (1)$$

М.А. Садовский вместе с соавторами [2] практически подтвердили эту эмпирическую зависимость, предложив другую запись этой формулы:

$$\lg E = \lg V + 3, \lg E = \lg V + 3. \quad (2)$$

При численных значениях энергии в Дж и объема в км<sup>3</sup> соотношение (2) запишется в виде:

$$\lg E = \lg V + 11, \lg E = \lg V + 11, \quad (3)$$

или, выразив  $K = \lg E = 1,8M + 4, 0K = \lg E = 1,8M + 4$ , получим:

$$V_K = 10^{K-11}, V_M = 10^{1,8M-7}. V_K = 10^{K-11}, V_M = 10^{1,8M-7,0} \quad (4)$$

Исходя из зависимостей (4), можно оценить соотношение объемов очагов землетрясений разных энергетических классов, тогда их можно переписать в виде:

$$V_K = 10V_{K-1}, V_M = 10^{1,8}V_{M-1}. V_K = 10V_{K-1}, V_M = 10^{1,8}V_{M-1} \quad (5)$$

Также из соотношений (4) получаются оценки зависимости линейных размеров очага землетрясения от энергетического класса:

$$L_K = \sqrt[3]{V_K} = 10^{0,333K-3,67}, L_M = \sqrt[3]{V_M} = 10^{0,6M-2,34}. \quad (6)$$

К примеру, формулы В.И. Уломова [3] незначительно отличаются от этих оценок:

$$L_K = 10^{0,333K-3,83}, L_M = 10^{0,6M-2,5}. L_K = 10^{0,333K-3,83}, L_M = 10^{0,6M-2,5} \quad (7)$$

В работе Н.В. Шебалина [4] предлагаются следующие зависимости:

$$L_K = 10^{0,278K-2,911}, L_M = 10^{0,5M-1,8} L_K = 10^{0,278K-2,911}, L_M = 10^{0,5M-1,8} (M \leq 5), \quad (8)$$

$$L_K = 10^{0,389K-4,356}, L_M = 10^{0,7M-2,8} L_K = 10^{0,389K-4,356}, L_M = 10^{0,7M-2,8} (M > 5). \quad (9)$$

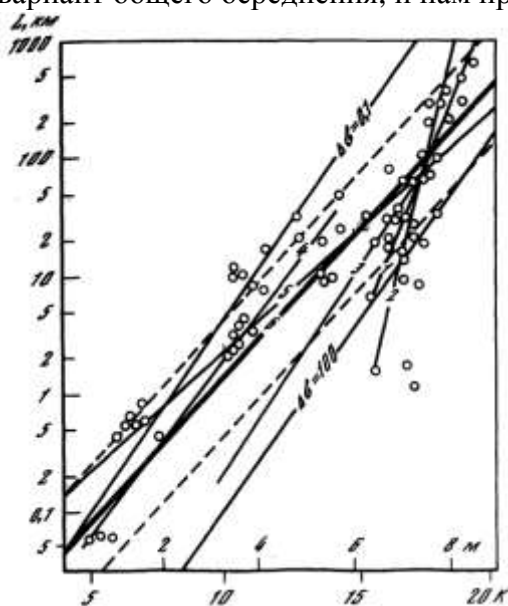
Ю.В. Ризниченко [5] более осторожно подошел к оценке линейных размеров очагов землетрясений и предложил два варианта оценки:

$$L_K = 10^{0,21K-1,7}, L_M = 10^{0,37M-0,88} L_K = 10^{0,21K-1,7}, L_M = 10^{0,37M-0,88}, \quad (10)$$

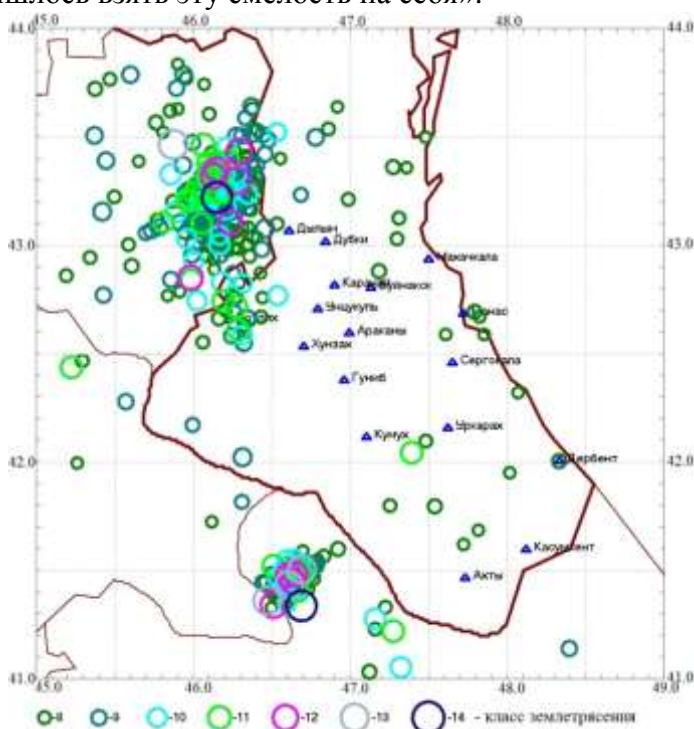
$$L_K = 10^{0,24K-2,27}, L_M = 10^{0,44M-1,29} L_K = 10^{0,24K-2,27}, L_M = 10^{0,44M-1,29}. \quad (11)$$

Анализ сейсмичности территории Дагестана показал существенное различие корреляционной зависимости энергии землетрясения от объема очага для разных очаговых

зон, на что и указывал Ю.В. Ризниченко [5] (рис. 1), проводя оба усреднения, по которым и были выведены зависимости (10)–(11). Он так и пишет, описывая рис. 1, на котором представлены данные разных авторов: «Авторы ... не рискнули предложить свой вариант общего осреднения, и нам пришлось взять эту смелость на себя».



**Рис. 1.** Корреляция длины очага  $L$  с величиной землетрясения  $K(M)$  [5]



**Рис. 2.** Сравнительная картина очаговых зон двух землетрясений с  $K_p=13.7$  – Курчалойского 2008 г. и Закатальского 2012 г.

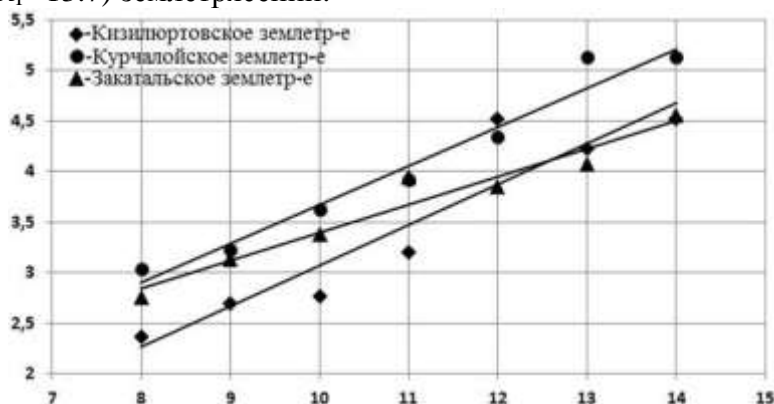
Так, на рис. 2 приводится сравнительная картина двух очаговых зон одного и того же класса ( $K_p=13.7$ ) – Курчалойского (2008 г.) и Закатальского (2012 г.) землетрясений. Сразу же бросается в глаза, насколько больше размер «облака» и число форшоков и афтершоков Курчалойского землетрясения относительно Закатальского.

В методике, предложенной М.А. Садовским [2], оценку объема очага  $V$  производили по формуле  $V=(LW)^{3/2}V = (LW)^{3/2}$ , где длина  $L$  – больший размер, а ширина  $W$  – меньший размер, которые в свою очередь определялись по размерам облака афтершоков и по протяженности разрывов, вышедших на поверхность земли. Частично использовались

результаты определения размеров очага по макросейсмическим данным. Область применения полученной зависимости ограничена магнитудами  $M>4$ . В [6] авторы отмечают: «Представляется крайне интересным расширить дальше диапазон магнитуд в сторону их уменьшения, что, правда, сопряжено с большими трудностями в определении размеров сейсмических очагов».

Предлагаемая нами методика определения корреляционной зависимости энергии землетрясения от объема очага очень проста. Мы исходим из фрактальности самой природы сейсмического процесса, согласно которой сейсмический процесс, взаимосвязанный на всех масштабных уровнях, – самоподобный единый процесс. Для одной и той же очаговой зоны землетрясения меньших энергетических классов являются дочерними для смежных землетрясений больших энергетических классов. Поэтому весь объем очаговой зоны мы относим к максимальному землетрясению в этой очаговой зоне. Разделив весь объем очаговой зоны на число землетрясений каждого энергетического класса, получаем оценку объема очаговой зоны, приходящуюся на одно землетрясение данного класса. Логарифмируя полученные объемы для всех классов и строя

график зависимости логарифма объема  $V_K$  очага от энергетического класса, можно получить зависимость объема очага  $V_K$  землетрясений от энергетического класса  $K$ . На рис. 3 представлены графики искомых корреляционных зависимостей для очаговых зон Кизилюртовского (1999 г.,  $K_p=14.3$ ), Курчалойского (2008 г.,  $K_p=13.7$ ) и Закаतालского (2012 г.,  $K_p=13.7$ ) землетрясений.



**Рис. 3. Графики корреляции энергии и объема гипоцентральной зоны землетрясений**

Полученные нами зависимости объема очага  $V_K$  и линейных размеров  $L_K$  землетрясений от энергетического класса  $K$  приведены в табл. 1.

**Таблица 1**

Очаговая зона	$V_K, км^3$	$L_K, км$
Кизилюртовское землетрясение	$10^{0.403K-0.961}$	$10^{0.134K-0.320}$
Курчалойское землетрясение	$10^{0.385K-0.174}$	$10^{0.128K-0.058}$
Закаतालское землетрясение	$10^{0.276K+0.635}$	$10^{0.092K+0.212}$

Для сопоставления различных оценок линейных размеров очагов землетрясений  $L_K$  в зависимости от энергетического класса  $K$  приведем численные данные величин  $L_K$  по упомянутым выше формулам (табл. 2).

**Таблица 2**

$K$	Линейные размеры очага по данным разных авторов, км					
	Цубои-Садовский [1], км	Уломов [3], км	Ризниченко [5] (формула (10)), км	Ризниченко [5] (формула (11)), км	Шебалин [4] ( $M \leq 5$ ), км	Шебалин [4] ( $M > 5$ ), км
16	41.7	28.2	45.7	37.2	34.2	73.6
14	9.1	6.2	17.4	12.3	9.5	12.3
12	2.0	1.3	6.6	4.1	2.6	2.1
10	–	0.3	2.5	1.3	0.7	0.3

В табл. 3 приводятся численные данные линейных размеров очагов  $L_K$ , рассчитанные по формулам из табл. 1.

**Таблица 3**

$K$	Линейные размеры очага, км		
	Кизилюртовское землетрясение	Курчалойское землетрясение	Закаतालское землетрясение
16	66.7	97.7	48.2
14	36.0	54.2	31.6
12	19.4	30.1	20.7



10	10.5	16.7	13.5
8	5.6	9.2	8.9

Для всех очаговых зон выполняются соотношения вида  $L_K = \alpha L_{K-1}$ ,  $V_K = \alpha^3 V_{K-1} L_K = \alpha L_{K-1}$ , например для Кизилюртовской очаговой зоны выполняются соотношения:

$$L_K = 1.4 L_{K-1}, V_K = 2.7 V_{K-1} L_K = 1.4 L_{K-1}. \quad (12)$$

Из уравнения повторяемости для территории Дагестана [7] следует, что числа землетрясений смежных классов в расчете на объем в  $1000 \text{ км}^3$  и в расчете на интервал времени в год связаны соотношением:

$$N_{K-1} = 2.8 N_K N_{K-1} = 2.8 N_K. \quad (13)$$

Тогда из формул (12) и (13) получим, что суммарный объем всех землетрясений любого класса в расчете на объем в  $1000 \text{ км}^3$  и в расчете на интервал времени один год является величиной квазипостоянной:

$$V_K^\Sigma = N_K V_K = V_{K-1} N_{K-1} = V_{K-1}^\Sigma V_K^\Sigma = N_K V_K = V_{K-1} N_{K-1} = V_{K-1}^\Sigma. \quad (14)$$

Таким образом, можно заключить, что каждый регион характеризуется своими специфическими корреляционными зависимостями линейных размеров очагов землетрясений  $L_K$  от энергетического класса  $K$ , и при определении гипоцентров землетрясений необходимо учитывать протяженность очага землетрясения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Цубои Ч.** Энергия землетрясений, объем гипоцентральной области, площадь афтершоков и прочность земной коры // Слабые землетрясения / Под ред. Ю.В. Ризниченко. – М.: Изд-во иностранной литературы, 1961. – С. 160–164.
2. **Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Штейнберг В.В.** О зависимости энергии землетрясения от объема сейсмического очага // Доклады АН СССР. – 1983. – Т. 271, № 3. – С. 598–602.
3. **Уломов В.И., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Полякова Т.П., Шумилина Л.С.** К оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе // Физика Земли. – 2007. – № 7. – С. 31–45.
4. **Шебалин Н.В.** Очаги сильных землетрясений на территории СССР. – М.: Наука, 1974. – С. 7–8.
5. **Ризниченко Ю.В.** Избранные труды. Проблемы сейсмологии. – М.: Наука, 1985. – С. 23–33.
6. **Садовский М.А.** Еще о зависимости объема очага землетрясения от его энергии // Доклады АН СССР. – 1984. – Т. 275, № 5. – С. 1087–1088.
7. **Адилов З.А., Асманов О.А.** Оценка некоторых параметров сейсмической активности территории Дагестана // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Материалы Второй Всероссийской научно-технической конференции. – Грозный, 2012. – С. 416–419.

# НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ МАСШТАБНОЙ ИНВАРИАНТНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

З.А. Адилов

Дагестанский филиал ГС РАН, г. Махачкала

**Аннотация.** Рассматривается сейсмический процесс во времени с позиции его логопериодичности на примере реальных данных.

**Abstract.** The seismic process is considered at time with positions his logarithm periodicity on example real data.

Концепция масштабной инвариантности означает воспроизведение чего-либо самим себя на разных временных, пространственных, энергетических и других масштабах. Математически это означает, что измеряемая величина  $\xi$ , зависящая от параметра  $x$ , является инвариантной к масштабу при произвольном изменении  $x \rightarrow \lambda x$ , если существует число  $\mu(\lambda)$ , при котором:

$$\xi(x) = \mu(\lambda)\xi(\lambda x) \quad (1)$$

Решением уравнения (1) является степенная зависимость  $\xi(x) = x^\alpha$ , где показатель степени  $\alpha$  равен:

$$\alpha = -\frac{\ln \mu}{\ln \lambda} \quad (2)$$

Отличительным признаком масштабной инвариантности и являются степенные зависимости, так как коэффициент  $\frac{\xi(\lambda x)}{\xi(x)} = \lambda^\alpha$  не зависит от  $x$ , то есть относительные значения измеряемой величины по двум различным масштабам зависят только от отношения этих масштабов.

Однородные функции, которые определяются уравнением (1), встречаются в теории критических явлений, фазовых переходах и других системах.

В сейсмологии известны уравнения, которые выражаются в виде степенной зависимости некоторой функции  $f(x)$  от параметра  $x$ :  $f(x) = Cx^\gamma$ , имеющей вид линейной зависимости в билогарифмическом масштабе. Примерами являются зависимости между числом повторяемости  $N^*$  и энергией  $E$  землетрясений (3), между размерами очага  $L$  и энергией  $E$  землетрясений (4) и другие:

$$\lg N^* = \alpha - \gamma \lg E \quad (3)$$

$$\lg L = \beta \lg E - \theta \quad (4)$$

Сам сейсмический процесс при рассмотрении его с позиции временного ряда чисел землетрясений описывается эмпирическим законом Херста и методом нормированного размаха [1], который также является степенной зависимостью:

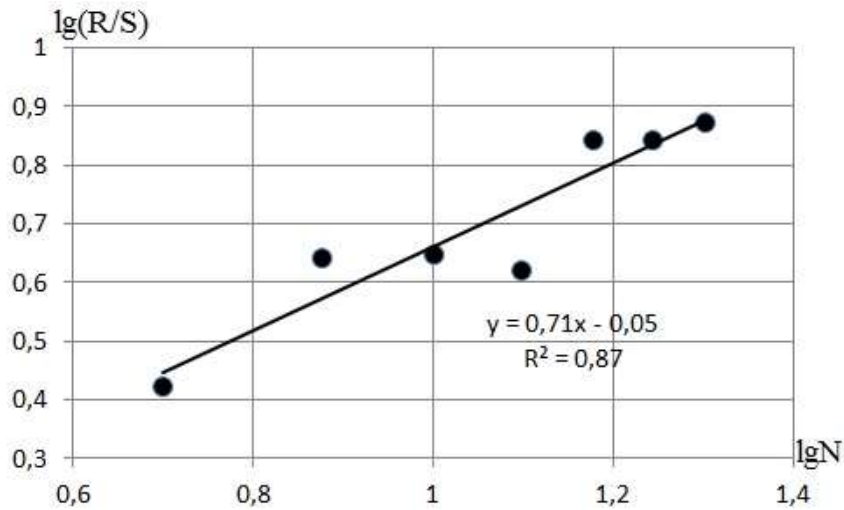
$$R/S = (\tau/2)^H \quad (5)$$

Здесь  $S$  – стандартное отклонение, а явное выражение для размаха  $R$  имеет вид:

$$R(\tau) = \max_{1 \leq t \leq \tau} X(t, \tau) - \min_{1 \leq t \leq \tau} X(t, \tau),$$

где  $X(t, \tau)$  – число землетрясений;  $t$  – дискретное время, принимающее целочисленные значения, а  $\tau$  – длительность рассматриваемого промежутка времени;  $H$  – показатель Херста.

Для Дагестана и прилегающих территорий было получено значение  $H=0.71$  (рис.).



**Рис. Показатель Херста**

Показатели степени  $\gamma$  и  $\beta$ , фигурирующие в уравнениях (3) и (4), показатель Херста  $H$  и другие показатели степеней, характеризующие сейсмический процесс, являются дискретными нецелочисленными (фрактальными) параметрами. Показатели степеней в этих степенных зависимостях определяют фрактальные размерности соответствующих им параметров. Таким образом, сейсмический процесс характеризуется дискретной нецелочисленной масштабной инвариантностью, а дискретная масштабная инвариантность в свою очередь характеризуется комплексными фрактальными размерностями [2].

Умножение на комплексное число соответствует комбинации сжатия (или растяжения) и вращения на плоскости, а комплексный показатель степени также соответствует вращению. А любое круговое или локально-криволинейное движение может быть разложено в комбинацию осцилляционных движений вдоль прямых линий.

Таким образом, действительные числа, такие, как числа землетрясений во времени, энергия землетрясений и т.д., которыми мы оперируем в повседневной жизни, соответствуют видению только проекций на действительной прямой комплексного множества операций.

Можно показать, что возведение в комплексный показатель степени, который соответствует осцилляционному умножению, приводит к логопериодическим осцилляциям [2]. Логопериодичность означает существование периодичности некоторой наблюдаемой величины – функции от логарифма  $\ln/t_c - t/$ , где  $t_c - t$  – длительность от времени  $t$  до некоторого критического времени  $t_c$ . Это подразумевает существование иерархии характерных временных масштабов  $t_0 < t_1 < \dots < t_n \cdot t_{n+1} < \dots$ , соответствующих периодическим максимумам наблюдаемой величины – функции времени, заданной выражением:

$$t_n = t_c - (t_c - t_0)\lambda^n, t_{n+1} = t_c - (t_c - t_0)\lambda^{n+1}, \quad (6)$$

где  $\lambda$  – предпочтительный дискретный масштабный коэффициент. Из трех последовательных значений  $t_n$ , к примеру  $t_n, t_{n+1}, t_{n+2}$ , критическое время  $t_c$  может быть рассчитано по формуле:

$$t_c = \frac{t_{n+1}^2 - t_{n+2}t_n}{2t_{n+1} - t_n - t_{n+2}} \quad (7)$$

инвариантного относительно переноса во времени. Также последующее время  $t_{n+3}$  предсказывается по предшествующим временам  $t_n$  по формуле:

$$t_{n+3} = \frac{t_{n+1}^2 + t_{n+2}^2 - t_n t_{n+2} - t_{n+1} t_{n+2}}{t_{n+1} - t_n}. \quad (8)$$

Мы рассматривали временной ряд чисел землетрясений в четырехмесячном интервале для Дагестана и прилегающих территорий с 1962 г. по настоящее время, при-

чем каждому следующему интервалу присваивался порядковый номер. Так, номер 26, с которого начинается таблица, соответствует среднему четырехмесячному интервалу 1970 года. Затем были отобраны номера интервалов, которым соответствовали периодические максимумы чисел землетрясений. Также номера максимумов рассчитывались по формуле (8). Для сравнения в таблице приведены обе сравниваемые величины. Курсивом выделены случаи удовлетворительного согласия реальных данных с расчетными. Из 36 случаев в 20 случаях расчет оказался удовлетворительным, что соответствует 56%. Рассчитанный по формуле (8) номер четырехмесячного интервала 156, который находится в конце таблицы, соответствует последним четырем месяцам 2013 г., и, соответственно, прогнозируется очередной максимум сейсмической интенсивности на последние четыре месяца 2013 года.

**Таблица**

Реальные макс-мы	Расчетн. макс-мы	Реальные макс-мы	Расчетн. макс-мы	Реальные макс-мы	Расчетн. макс-мы	Реальные макс-мы	Расчетн. макс-мы
26		65	78	95	103	131	135
30		67	69	97	98	137	134
32		71	68	101	98	139	146
34	33	73	79	105	109	141	140
40	36	75	74	108	109	143	143
44	58	77	77	112	110	147	145
48	47	80	79	115	117	150	155
52	52	84	84	119	117	152	152
54	56	86	89	122	124	154	153
60	55	91	87	127	124		156

Как отмечается [2], слабое место этого метода заключается в идентификации характеристического времени  $t_n t_n$ , которое может быть достаточно субъективным. Мы использовали четырехмесячный интервал. Возможно, что другое характеристическое время дало бы еще лучшие результаты, что является предметом дальнейшего поиска.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Федер Е.** Фракталы. Пер. с англ. – М.: Мир, 1991. – 254 с.
2. **Сорнетте Д.** Как предсказывать крахи финансовых рынков. – М., 2003. – 395 с.

## ОЦЕНКА ТРЕНДА ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА ВОЛНЫ *P* НА СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЯХ «КАДЖИ-САЙ», «МАНАС», «АРАЛ»

В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик  
Институт динамики геосфер РАН, г. Москва

**Аннотация.** Рассматриваются оценки линейного тренда времени пробега продольной сейсмической волны за период 1968–1989 гг. на эпицентральных расстояниях 7.93–8.71° от Семипалатинского испытательного полигона.

**Abstract.** Estimates of linear trend of *P*-wave travel time are considered for the period 1968–1989 and epicentral distances 7.93–8.71° to the Semipalatinsk test site.

Ранее выполненные исследования линейного тренда времени пробега продольной волны в календарном времени показывают, что граница перехода от сжатия к разуплотнению среды в период 1961–1989 гг. находится в области глубин порядка 32.9–220 км по модели PREM [1], что соответствует эпицентральных расстояниям порядка 8.78–12.86° (975–1430 км) [2]. Настоящая работа посвящена уточнению оценки верхней границы указанного интервала глубины в соответствии с моделью ak135 [3] по данным регистрации подземных ядерных взрывов на площадке «Балапан» Семипалатинского испытательного полигона (СИП) сейсмическими станциями «Каджи-Сай», «Манас» и «Арал» (в таблице выделены курсивом). Методика исследования линейного тренда времени пробега *P*-волны в календарном времени рассмотрена в [4].

В таблице приведены основные параметры исследованных трасс на эпицентральных расстояниях до 8.78° от площадки «Балапан» (Bal) СИП (SEM – станция «Семипалатинск», BRVK – станция «Боровое»).

**Таблица. Основные характеристики сейсмических трасс  
и оценки линейного тренда времени пробега продольной сейсмической волны**

Трасса	<i>t</i> , с	$\Delta$ , °	$A_z$ , °	<i>N</i>	<i>T</i> , год	$H_m$ , км	Оценка $\tau$	
							мс/год	%/год
Bal – SEM [5]	18	0.99	62	66	1977–1989	–	–5.71±8.88	–31.7×10 <sup>–3</sup>
Bal – BRVK [6]	93	6.20	303	89	1968–1989	42.9	–4.55±1.90	–4.9×10 <sup>–3</sup>
Bal – AAB [2]	101	6.78	191	92	1965–1989	44.6	–10.15±5.91	–10.0×10 <sup>–3</sup>
Bal – PRZ [2]	111	7.50	183	78	1965–1989	47.0	–12.8±8.40	–11.5×10 <sup>–3</sup>
Bal – FRU [2]	113	7.70	204	75	1969–1989	47.8	–27.0±7.23	–23.9×10 <sup>–3</sup>
<i>Bal – KDS</i>	<i>116.5</i>	<i>7.93</i>	<i>189</i>	<i>48</i>	<i>1972–1989</i>	<i>48.6</i>	<i>–13.18±7.40</i>	<i>–11.3×10<sup>–3</sup></i>
<i>Bal – MNS</i>	<i>124.5</i>	<i>8.68</i>	<i>213</i>	<i>40</i>	<i>1973–1989</i>	<i>51.6</i>	<i>+6.92±7.81</i>	<i>+5.6×10<sup>–3</sup></i>
<i>Bal – ARL</i>	<i>127.5</i>	<i>8.71</i>	<i>203</i>	<i>53</i>	<i>1968–1989</i>	<i>51.7</i>	<i>–3.13±4.23</i>	<i>–2.4×10<sup>–3</sup></i>
Bal – NRN [2]	129	8.78	195	75	1965–1989	52.0	–7.40±8.83	–5.7×10 <sup>–3</sup>

Примечания: *t* – среднее время пробега волны *P*;  $\Delta$  – среднее эпицентральное расстояние;  $A_z$  – среднее значение азимута от площадки «Балапан» СИП на станцию; *N* – количество испытаний, использованных в анализе; *T* – период наблюдений;  $H_m$  – максимальная глубина сейсмического луча по модели ak135;  $\tau$  – оценка линейного тренда времени пробега волны *P*; %/год – линейный тренд в процентах относительно среднего времени пробега; Bal – площадка «Балапан» СИП.

Обработка выполнена по фрагментам фотокопий сейсмограмм вертикального короткопериодного канала типа СКМ, содержащим вступление волны  $P$ . Увеличение каналов СКМ на всех станциях составляет  $V_{\max}=25000$  при скорости записи 120 мм/мин. Поправка станционной службы времени определялась на начало минуты, на которой обнаруживалось вступление продольной волны. К сожалению, часть сейсмограмм взрывов выпала из анализа из-за станционных ошибок в определении поправок службы времени.

Проекции сейсмических трасс на поверхность земли от площадки «Балапан» до станций «Манас» (MNS), «Бишкек» (FRU), «Арал» (ARL), «Нарын» (NRN), «Талгар» (AAB), «Каджи-Сай» (KDS) и «Пржевальск» (PRZ) показаны на рис. 1.

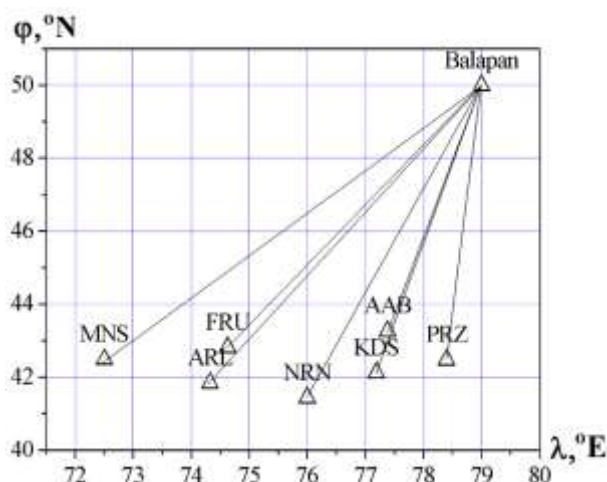


Рис. 1. Проекция сейсмических трасс на поверхность земли

Локальные годографы сейсмических станций «Каджи-Сай» (KDSbal2), «Манас» (MNSbal2) и «Арал» (ARLbal2) относительно площадки «Балапан» представлены на рис. 2.

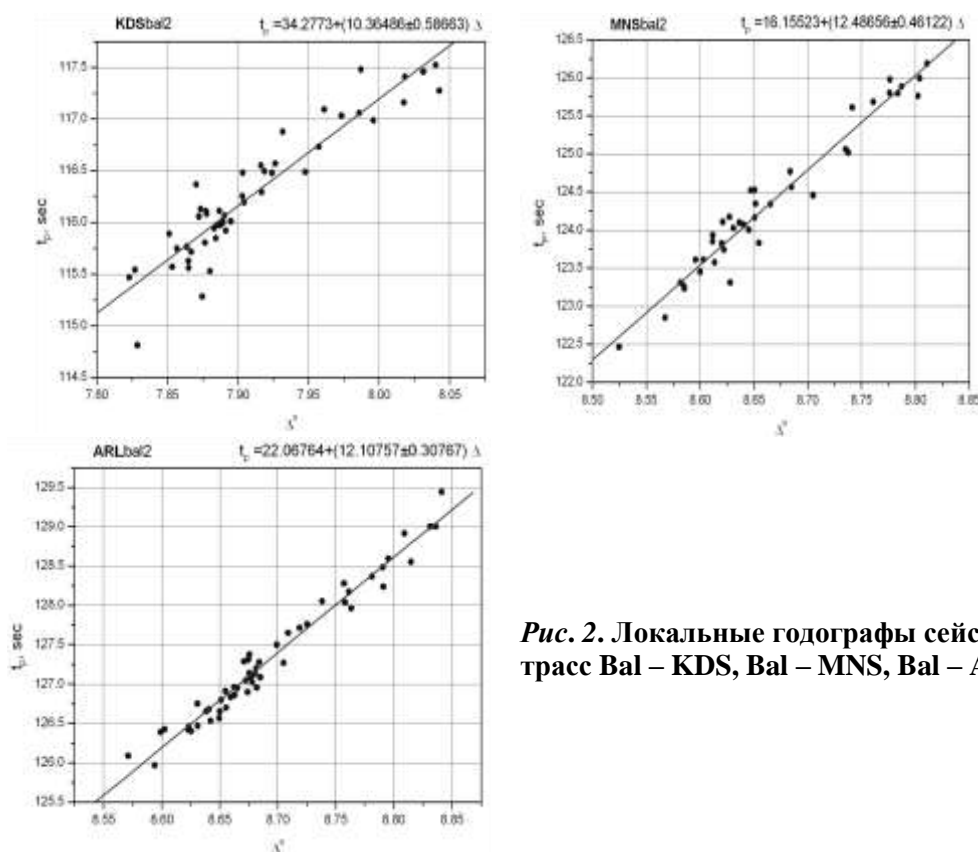


Рис. 2. Локальные годографы сейсмических трасс Bal – KDS, Bal – MNS, Bal – ARL

Разница во временах пробега продольной волны на трассах до станций «Арал» и «Манас» при одинаковом эпицентральной расстоянии  $\Delta=8.70^\circ$  составляет 2.6 с:

$$t_p(\text{ARL})=22.068+12.108\times\Delta=127.4 \text{ с},$$

$$t_p(\text{MNS})=16.155+12.487\times\Delta=124.8 \text{ с},$$

$$t_p(\text{ARL})-t_p(\text{MNS})=2.6 \text{ с}.$$

Азимуты от площадки «Балапан»:  $A_Z(\text{ARL})=203^\circ$  и  $A_Z(\text{MNS})=213^\circ$ .

Аналогичная картина наблюдалась на трассах от площадки «Балапан» до станций «Пржевальск» (PRZ) и «Бишкек» (FRU) [2]:

$$t_p(\text{PRZ})-t_p(\text{FRU})=2.4 \text{ с при } \Delta=7.61^\circ (845 \text{ км}).$$

Азимуты на станции в этом случае составляют:

$$A_Z(\text{PRZ})=183^\circ \text{ и } A_Z(\text{FRU})=204^\circ.$$

Вариации скоростей продольных волн на отдельных участках среднеазиатского региона достаточно глубоко обсуждаются во многих публикациях, в частности в [7, 8].

Линейные тренды времени пробега продольной волны за период 1968–1989 гг., соответствующие трассам рис. 2, представлены на рис. 3.

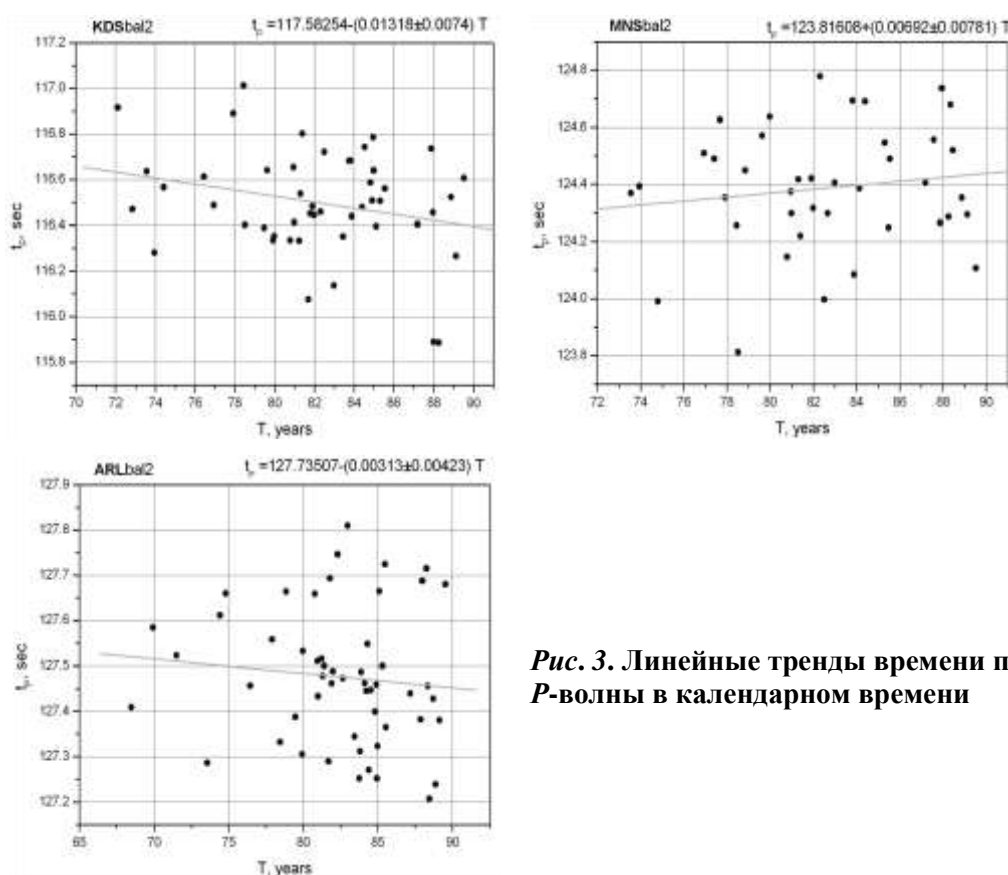


Рис. 3. Линейные тренды времени пробега P-волны в календарном времени

Из таблицы и рис. 3 видно, что на трассе Bal–MNS наблюдается увеличение времени пробега продольной волны на интервале 1973–1989 гг. В наших исследованиях это наименьшая по протяженности трасса ( $\Delta=8.68^\circ$ ), на которой наблюдается положительный тренд  $t_p$  в календарном времени. Максимальная глубина траектории сейсмического луча на этой трассе по модели ak135 составляет  $H_m=51.6$  км. Ранее, в результате анализа по модели PREM, интервал расстояний, в котором происходит переход тренда  $t_p$  от отрицательного к положительному, был определен как 975–1430 км [2, 9], т.е.  $8.78-12.87^\circ$ .

Из всех рассмотренных трасс к югу от Семипалатинского полигона единственная трасса, на которой наблюдается положительный тренд  $t_p$ , – Bal–MNS. Пока нет веских оснований утверждать реальность этого факта по следующим причинам.

Как видно из таблицы, на трассе Val–MNS наименьшее количество экспериментальных данных и наиболее короткий календарный интервал наблюдений. С другой стороны, это самая западная из рассмотренных трасс. Необходимо продолжить исследования на других трассах среднеазиатского региона к югу от Семипалатинского полигона.

По результатам предыдущих исследований по модели PREM сформулирована гипотеза об увеличении плотности среды выше 32.9 км и уменьшении ее ниже 220 км [2]. Верхняя граница по модели ak135 на уровне порядка 50 км, по-видимому, больше соответствует среднеазиатскому региону.

Все исследования вариаций времени пробега сейсмических волн проводились по материалам регистрации Невадских и Семипалатинских подземных ядерных испытаний, которых, надеемся, больше никогда не будет. Исследования вариаций плотности среды в календарном времени можно проводить в регионах, где выполняются крупномасштабные взрывные работы по добыче полезных ископаемых – карьерные взрывы. Современные методы определения координат и времени источника сейсмических колебаний вполне позволяют это сделать.

Авторы благодарят Н.Х. Багманову, старшего научного сотрудника Института сейсмологии Национальной академии наук Республики Кыргызстан, за полезные обсуждения вопросов, связанные с настоящим исследованием.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary reference Earth model // *Phys. Earth Planet Inter.* – 1981. – V. 25. – P. 297–356.
2. *Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б.* Линейный тренд времени пробега продольной сейсмической волны по наблюдениям на станциях Казахстана и Кыргызстана // *Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Шестой Международной сейсмологической школы.* – Обнинск: ГС РАН, 2011. – С. 14–18.
3. *Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland R.* Constrains on seismic velocities in the Earth from travel times // *Geophys. J. International.* – 1995. – V. 122. – P. 108–124.
4. *Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б., Челюбеева Т.В.* Подземный ядерный взрыв – «инструмент» исследования динамики внутреннего строения Земли // *Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Международной сейсмологической школы.* – Обнинск: ГС РАН, 2006. – С. 14–19.
5. *Ан В.А., Михайлова Н.Н., Годунова Л.Д., Каазик П.Б., Овчинников В.М.* Изменения времени пробега продольной сейсмической волны в календарном времени // *Вестник НЯЦ РК.* – 2005. – Вып. 2. – С. 41–45.
6. *Ан В.А., Каазик П.Б., Овчинников В.М.* Время пробега сейсмической волны  $P_n$  на трассе Семипалатинский испытательный полигон – сейсмическая станция «Боровое» // *Вестник НЯЦ РК.* – 2002. – Вып. 2. – С. 55–58.
7. *Сабитова Т.М., Адамова А.А., Меджитова З.А., Багманова Н.Х.* Трехмерная скоростная модель земной коры Тянь-Шаня по данным сейсмотомографических исследований // *Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия).* – М.: Научный мир, 2005. – С. 118–134.
8. *Адамова А.А., Сабитова Т.М., Миркин Е.Л., Багманова Н.Х.* Модели для блочной аппроксимации распределения скорости с использованием SPHYRIT 90 (алгоритм С. Рекера) // *Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью.* – Бишкек: Илим, 2006. – С. 9–18.
9. *Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б.* О линейном тренде времени пробега продольной сейсмической волны // *Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Пятой Международной сейсмологической школы.* – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 10–14.



## МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ КИЧИГАМРИНСКОГО-II ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 16 АПРЕЛЯ 2013 Г. С $MS=4.8$

О.А. Асманов, М.Г. Даниялов, М.М. Мирзалиев, Х.Д. Магомедов  
*Дагестанский филиал ГС РАН, г. Махачкала*

**Аннотация.** Приводятся инструментальные данные об очаге и макросейсмические проявления землетрясения с  $MS=4.8$ , произошедшего 16 апреля 2013 г. на территории Сергокалинского района Республики Дагестан. Составлена карта изосейст [1] по шкале MSK-64 [2] на основе макросейсмических данных и данных сети сейсмостанций Дагестанского филиала ГС РАН.

**Abstract.** The instrumental data about the focus and macroseismic effects of the earthquake, occurred on April 16, 2013 with  $MS=4.8$  on the territory of Sergokala region, Dagestan Republic, is presented. The isoseismal map on-scale MSK-64 on the basis of macroseismic data and seismic stations network data of Dagestan branch GS RAS is made.

Эпицентр землетрясения, произошедшего 16 апреля 2013 г. в Дагестане, находился в 70 км к юго-западу от г. Махачкалы и 11 км к югу от районного центра Сергокалинского района – селения Сергокала. Он локализован вблизи населенного пункта Кичи-Гамри ( $\Delta=3.5$  км), откуда и название – Кичигамринское-II землетрясение. Параметры землетрясения, определенные по данным региональной сети сейсмических станций Дагестанского филиала ГС РАН, составляют:  $t_0=12:26:57.9$ ;  $K_p=12,7$ ;  $MS=4.8$ ;  $h=12$  км;  $\varphi=42.36^\circ N$ ,  $\lambda=47.70^\circ E$ .

В связи с небольшой плотностью застройки, наиболее заметные макроэффекты землетрясения наблюдались лишь в трех населенных пунктах (Кичи-Гамри, Мамааул и Мюрего) Сергокалинского района. Макросейсмические данные основаны на материалах визуального обследования строений на местах и опроса местного населения сотрудниками Дагестанского филиала ГС РАН, МЧС Дагестана и органов местного самоуправления.

В вышеперечисленных населенных пунктах частично пострадали отдельные дома: тонкие трещины в стенах и перекрытиях, выпадение участков кладки стен вследствие ее расслоения, отслоения и обрушения участков наружной облицовки стен. В стенах и перегородках появились косые и близкие к вертикали сквозные трещины с раскрытием в 1–3 мм, возникли оконтуривающие трещины по периметру оконных и дверных проемов, обвалились большие куски штукатурки потолков. Землетрясение здесь ощущалось большинством людей как внутри помещений, так и под открытым небом. Многие люди ощущали сильный толчок снизу, от испуга выбегали на улицу. По словам очевидцев, дрожали окна, звенела посуда в сервантах. В некоторых жилищах падали предметы из шкафов. Перечисленные проявления соответствуют интенсивности сотрясения в 6 баллов и охватили площадь более 50 км<sup>2</sup> с населенными пунктами Кичи-Гамри ( $\Delta=3.5$  км), Мамааул ( $\Delta=5$  км), Мюрего ( $\Delta=6$  км).

Сотрясения в 5–6 и 5 баллов охватили значительную площадь, в которую входит ряд населенных пунктов: Утамыш, Балтамахи, Бюрдеки, Ванашимахи, Верхние Махачимахи, Алхамакент, Урахи, Сергокала, Карнасираги, Мургук, Башимкент. Землетрясение в этих населенных пунктах ощущалось всеми жителями, находящимися внутри помещений, и некоторыми на улице. Большинство людей выбегали из помещений. Во время землетрясения раскачивались люстры, скрипели стены, дрожали окна и посуда. В некоторых домах появились тонкие трещины в штукатурке стен и потолков.

Методом визуального осмотра и опроса населения всего обследовано около 40 населенных пунктов. Результаты обследования приведены в табл. 1. В населенных пунктах на расстоянии более 70–75 км землетрясение не ощущалось.

**Таблица 1. Макросейсмические данные Кичигамринского-II землетрясения**

№	Населенный пункт	$\Delta$ , км	№	Населенный пункт	$\Delta$ , км
6 баллов			4 балла		
1	Кичи-Гамри	3.5	21	Избербаш	26
2	Мамааул	5	22	Гурбуки	30
3	Мюрего	5.5	23	Леваши	32.5
5–6 баллов			24	Берекей	33
4	Бюрдеки	5.5	3–4 балла		
5	Балтамахи	5.5	25	Кубачи	30.5
6	Алхажикент	7	26	Урма	35
7	Утамыш	7.5	27	Акуша	35
8	Верх. Махарчимахи	7.5	28	Карабудахкент	42
9	Мургук	8.5	29	Какашура	43
10	Ванашимахи	10	30	Хаджалмахи	48
11	Сергокала	11.5	31	Доргели	48
12	Канасираги	12	32	Гергебиль	55
5 баллов			3 балла		
13	Урахи	12	33	Дагестанские Огни	48
14	Башликент	14	34	Хучни	48
4–5 баллов			35	Гуниб	62
15	Ленинкент	15	36	Буйнакск	70
16	Каякент	16.5	37	Дербент	58
17	Герга	20	38	Каспийск	60
18	Уркарах	22	39	Махачкала	70
19	Маджалис	26			
20	Губден	26			

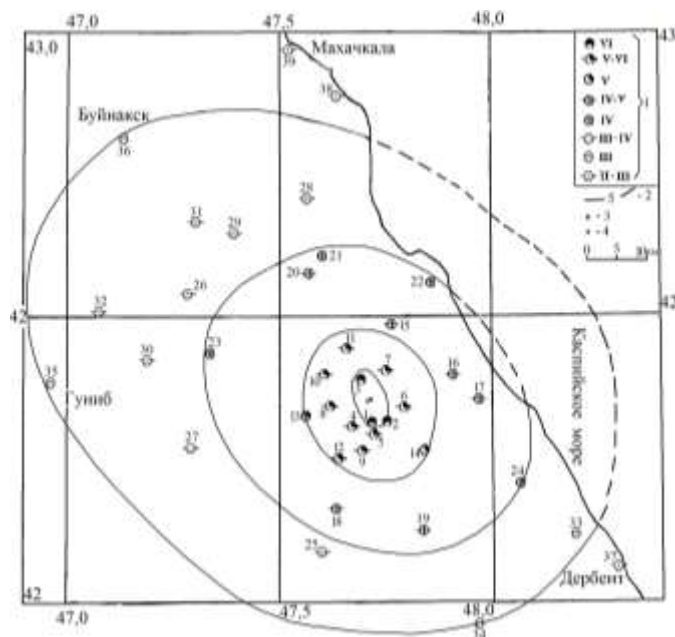
На рис. 1 приведена карта изосейст данного землетрясения, с которой были сняты координаты макросейсмического эпицентра (центр излучения сейсмической энергии), равные  $\varphi=42.36^\circ\text{N}$ ,  $\lambda=47.74^\circ\text{E}$ ,  $h=16$  км.

Предшествующее данному событию Кичигамринское-I землетрясение 3 мая 1988 г. с  $MS=5.3$  [3, 4] ощущалось на рассматриваемой территории и сопровождалось афтершоками. Интенсивность сотрясения в эпицентре составляла  $I_0=7$  баллов, координаты эпицентра по макросейсмическим данным составили  $\varphi=42.31^\circ\text{N}$  и  $\lambda=47.78^\circ\text{E}$ .

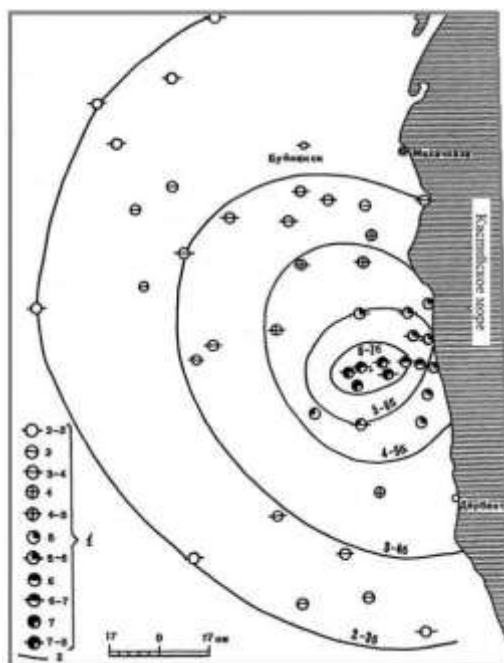
Макроэффекты землетрясения 1988 г. наблюдались на территории площадью 40 000 км<sup>2</sup>, что намного больше, чем при нынешнем событии. Карта изосейст Кичигамринского-I землетрясения 1988 г. приведена на рис. 2.

Сопоставление карт изосейст землетрясений 03.05.1988 г. и 16.04.2013 г. показывает, что в обоих случаях изосейсты 3–5 баллов вытянуты в северо-западном направлении, а пространственная ориентация больших осей 6-балльных изосейст отличается (азимут оси для события 03.05.1988 г. равен  $78^\circ$ , а для 16.04.2013 г. –  $338^\circ$ ). Это, видимо, связано с различием в параметрах очагов землетрясений.

Из карты изосейст получены основные параметры макросейсмического поля и приведены в табл. 2.



**Рис. 1. Схема изосейст Кичигамринского-II землетрясения 16 апреля 2013 г. с  $MS=4.8$  и  $I_0=6$ :**  
 1 – балльность, 2 – изосейсты, 3 – макросейсмический эпицентр, 4 – инструментальный эпицентр



**Рис. 2. Схема изосейст Кичигамринского-I землетрясения 3 мая 1988 г. с  $K_p=13.6$ :**  
 1 – балльность; 2 – изосейсты

**Таблица 2. Основные параметры макросейсмического поля Кичигамринского-II землетрясения 16 апреля 2013 г. с  $MS=4.8$**

$I_i$ , баллы	Геометрические параметры поля изосейст, км				Площадь $S_i$ зоны, км <sup>2</sup>
	$L_a$	$L_b$	$\bar{L}$	$L_a/L_b$	
6	5.2	3.2	4.0	1.62	50.1
5	15.1	12.3	13.6	1.22	580.0
4	33.2	26.7	29.8	1.24	2788
3	60.1	44.2	51.5	1.36	8341

Фотографии характерных повреждений зданий приведены на рис. 3–4.



**Рис. 3.** Здание администрации в селении Мамааул



**Рис. 4.** Здание администрации селения Мюрего

За исторический период в очаговой области рассматриваемого землетрясения наблюдается некоторая квазицикличность в выделении сейсмической энергии во времени. В данной зоне, с учетом исторических данных, зарегистрировано шесть сильных землетрясений: 650 г.,  $M=6.1$ ,  $I_0=8$  баллов с эпицентром в 27 км к северу от Кичигамринского-II землетрясения 16.04.2013 г.; 1622 г.,  $M=5.1$ ,  $I_0=6-7$  баллов; 08.06.1652 г.  $M=5.8$ ;  $I_0=8-9$  баллов [5] – оба очага с эпицентром в 29 км к югу от нынешнего очага; 26.06.1889 г.,  $M=5.9$ ,  $I_0=6$  баллов [5] с эпицентром в 26 км к северо-востоку; 30.10.1909 г.,  $M=5.8$ ,  $I_0=6$  баллов [5] с эпицентром в 21 км к северо-востоку от рассматриваемого очага. Все вышеперечисленные землетрясения размещены вокруг зоны затишья, которое длилось почти 80 лет и нарушилось 7-балльным землетрясением 03.05.1988 года. Нынешнее землетрясение проявилось через 25 лет после этого.

Можно предположить, что выделение сейсмической энергии в этой зоне продолжается, и возможно, в среднесрочной перспективе здесь будут иметь место сильные сейсмические события.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Шебалин Н.В.** Об оценке сейсмической интенсивности. Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. – М.: Наука, 1975.
2. **Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В.** Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. – М.: МГК при Президиуме АН СССР, 1965. – 11 с.
3. **Асманов О.А., Гаджиев С.О., Левкович Р.А.** Кичигамринское землетрясение в Дагестане // Землетрясения в СССР в 1988 году. – М.: Наука, 1990. – С. 48–52.
4. **Отчет о результатах сейсмических и геохимических наблюдениях на территории ДАССР, проведенных Опытной-методической партией в 1989 году.** – Махачкала, 1989. – С. 24–44.
5. **Общий каталог землетрясений на территории Дагестана.** Макросейсмические и инструментальные данные о землетрясениях за период с VII в.н.э. до 2005 года. – Махачкала: Эпоха, 2007. – 394 с.

## О КУРЧАЛОЙСКОМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ 2008 Г. В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕЧЕНСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

О.А. Асманов, Р.А. Левкович  
Дагестанский филиал ГС РАН, г. Махачкала

**Аннотация.** Обсуждается геологическая позиция очаговой зоны землетрясения 11 октября 2008 г. с  $K_p=13.7$  [1, 2],  $MS=5.7$  [3],  $I_0=7-8$  баллов, которое произошло в наиболее густо населенном районе Восточной части Чеченской Республики (Курчалойский район). Наблюдается хорошее совпадение инструментального и макросейсмического эпицентров с незначительными расхождениями в глубине очага.

**Abstract.** The geological position epicenter zones of the earthquake is Discussed on October 11, 2008 with  $K=13.7$  [1, 2],  $MS=5.7$  [3],  $I_0=7-8$ , which has occurred in most tightly populated region of the East part of Chechen Republic (the Kurchaloy region). The good coincidence of instrumental and macroseismic epicenters and hypocenter depths is observed.

Эпицентр землетрясения 11 октября 2008 г. находился на территории Курчалойского района Чеченской Республики в приграничной зоне с Республикой Дагестан.

Наиболее близкими к очагу землетрясения оказались сейсмические станции сети Дагестанского филиала (ДФ) ГС РАН и единственная в Чеченской Республике сейсмостанция «Грозный». Эпицентральное расстояние от станций «Грозный» и «Дылым» – в пределах 40–45 км, «Дубки» и «Ботлих» – 60 км. На расстоянии 100 км расположены еще пять сейсмостанций сети ДФ ГС РАН. Достаточно близкое эпицентральное расстояние и азимутальное положение сейсмостанции «Грозный» позволили получить высокую сходимость инструментальных наблюдений основного толчка и афтершоковой последовательности.

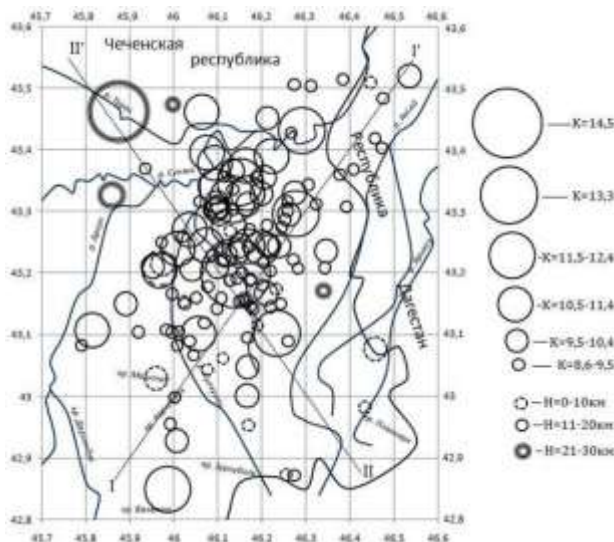
Предварительные параметры основного толчка по данным международных сейсмологических центров (NEIC –  $\varphi=43.59^\circ\text{N}$ ,  $\lambda=46.33^\circ\text{E}$ ; CSEM –  $\varphi=43.47^\circ\text{N}$ ,  $\lambda=46.34^\circ\text{E}$ ; ИОЦ ГС РАН –  $\varphi=43.46^\circ\text{N}$ ,  $\lambda=46.32^\circ\text{E}$ ) предопределили местоположение начала макросейсмических наблюдений, которые проводили МЧС Чеченской Республики и МЧС Дагестана практически в области 5–6-балльных сотрясений.

По данным сети инструментальных наблюдений ДФ ГС РАН, за первые сутки после основного толчка зарегистрировано 128 афтершоков с  $K_p>8$  и одно событие с  $K_p=13.3$ , произошедшее через 14 мин после основного толчка.

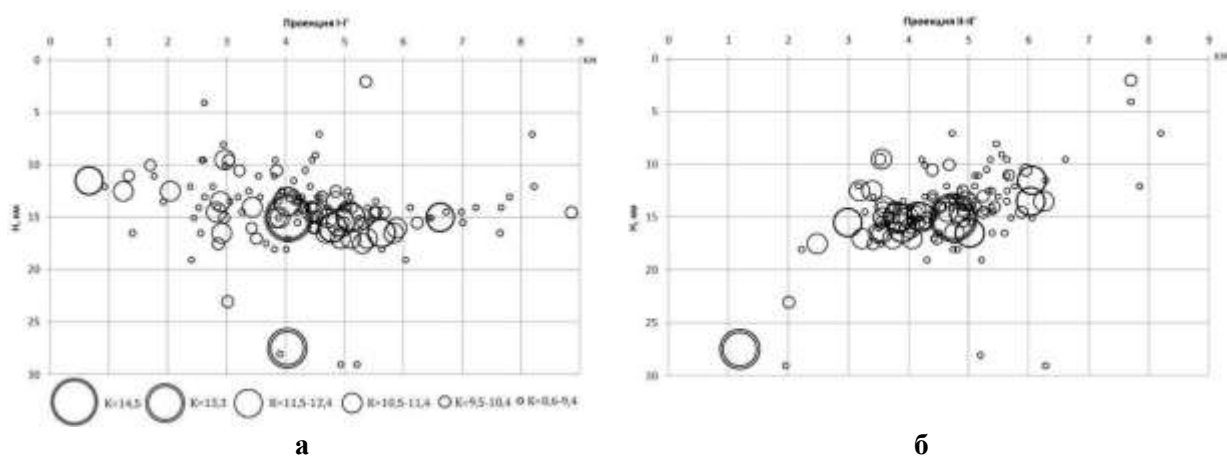
По концентрации эпицентров афтершоковой последовательности этого землетрясения можно выделить очаговую зону, приблизительно ограничивающуюся координатами  $\varphi=42.8-43.6^\circ\text{N}$ ,  $\lambda=45.7-46.6^\circ\text{E}$  и площадью  $S=6370 \text{ км}^2$  (рис. 1).

На рис. 2 показаны вертикальные разрезы совокупности гипоцентров вдоль фокальной зоны очага землетрясения (по линии I–I' (а) и II–II' (б)).

Очаговая зона в тектоническом отношении располагается в восточной части Терско-Сунженской зоны дислокаций, части структуры первого порядка Терско-Каспийского краевого прогиба. Терско-Сунженская зона дислокаций орографически выражена Терским и Сунженским хребтами, которые рассматриваются как надразломные сдвигонадвиговые структуры региональных глубинных разломов [4–7].



**Рис. 1. Эпицентры основных толчков ( $K_p=13.7$  и  $K_p=13.3$ ) Курчалойского землетрясения и его афтершоков. I – I' и II – II' – линии вертикальных разрезов**



**Рис. 2. Вертикальные разрезы очаговой области Курчалойского землетрясения по линиям I – I' (а); II – II' (б)**

В восточной части Терско-Сунженской зоны дислокаций на границе сочленения со структурами обрамления Дагестанского клина по данным глубокого бурения и разведочной геофизики отмечается резкое увеличение мощности осадочной толщи до 12 км. Так, с востока афтершоковое поле сливается с Акташ-Аксайской депрессией, которая является восточным погребенным погружением системы Терско-Сунженских дислокаций [6].

М.Н. Смирнова, выделяя в гравитационном поле Бенойскую кольцевую структуру, указывает: «... Бенойская кольцевая структура осложняет своеобразную седловину фундамента. На ее восточной окраине, в зоне Аксайского разлома, прослеживается раздвиг в районе Ножай-Юрта» [6].

Таким образом, очаг Курчалойского землетрясения контролируется зоной пересечения глубинных разломов Терско-Сунженской зоны дислокаций субкавказского простираения и субмеридиональной Аксайской шовной зоной, в области которой на складчатом борту Терско-Каспийского прогиба сформировалось глубокое погружение складчатого фундамента.

Сразу после землетрясения сотрудники ДФ ГС РАН начали макросейсмическое обследование ближайших к эпицентру землетрясения населенных пунктов на территории Дагестана. По совместной инициативе МЧС Чеченской Республики и ДФ ГС РАН незамедлительно был организован обмен информацией о развитии сейсмической ситуации по инструментальным данным и результатам проводимых МЧС ЧР макросейсмических наблюдений. По этим материалам удалось выделить плейстосейстовую зону и оценить балльность сотрясения в ее пределах. На базе количества поврежденных

строений в населенных пунктах относительно их общего количества и фотографий зданий с максимальной степенью повреждений была выделена плейстосейсовая область в районе селений Курчалой, Майртуп и Бачи-Юрт с интенсивностью сотрясений 7–8 баллов по макросейсмической шкале MSK-64 [8]. Это позволило определить макросейсмический очаг землетрясения – эпицентр в районе селения Майртуп с координатами  $\varphi=43.22^{\circ}\text{N}$ ,  $\lambda=46.19^{\circ}\text{E}$  и глубиной очага  $h=12$  км, совпадавший с инструментальными параметрами очага по данным ДФ ГС РАН. Высокая плотность населенных пунктов в эпицентральной зоне Курчалойского землетрясения и близкое их расположение к макросейсмическому эпицентру (табл. 1) позволили использовать уравнение макросейсмического поля для оценки интенсивности их сотрясения. Локальные коэффициенты уравнения взяты из [9]:

$$I_0=1.5M-3.6\lg h+3.1.$$

Все это позволило сразу подготовить предварительную схему первых изосейст (до 6 баллов) и направить ее в МЧС ЧР для дальнейшей работы по оценке последствий этого землетрясения.

По представленным МЧС ЧР данным, наибольшие разрушения произошли в четырех районах Чеченской Республики: Курчалойском, Гудермесском, Шалинском и Ножай-Юртовском. Наиболее пострадали селения Курчалой, Майртуп, Бачи-Юрт, Центорой и Гельдаган. Максимальную интенсивность сотрясения 7–8 баллов испытали населенные пункты Курчалой, Майртуп, Бачи-Юрт, где сформировалась плейстосейсовая зона (рис. 3–5).

**Таблица 1. Макросейсмические данные Курчалойского землетрясения 11 октября 2008 г. [1]**

№	Пункт	$\Delta$ , км	№	Пункт	$\Delta$ , км	№	Пункт	$\Delta$ , км
7–8 баллов			23	Тухчар (Д)	21	46	Дуба-Юрт	38
1	Майртуп	1.5	24	Азамат-Юрт	25	47	Толстой-Юрт	39
2	Курчалой	5	6 баллов			48	Сивух (Д)	42
3	Бачи-Юрт	5	25	Ца-Ведено	22	49	Алхан-Кала	49
7 баллов			26	Дарбанхи	22	50	Алхан-Юрт	50
4	Джугурта	6	27	Аргун	24	5 баллов		
5	Гелдаган	8	28	Барагуни	25	51	Дышне Ведено	28
6	Иласхан-Юрт	8	29	Барангчечив (Д)	26	52	Беной	30
7	Центорой	9	30	Старощедринская	28	53	Зондак	31
8	Нойбера	10	31	Гамиях	28	54	Гиляни	32
9	Плерой	11	32	Агишты	29	55	Махеты	34
10	Мелчу-хе	12	33	Солнечная (Д)	30	56	Эндрей (Д)	41
11	Ойсурса	13	34	Аксай (Д)	31	57	Качалай (Д)	42
12	Кади-Юрт	18	35	Теречная (Д)	32	58	Генжеаул	48
6–7 баллов			36	Чири-Юрт	35	59	Урус-Марган	50
13	Ахкинчу-Борзой	10	37	Кандауравул	36	60	Хамамай-Юрт (Д)	52
14	Цоцин-Юрт	11	38	Новогагатлы (Д)	38	61	Адиль Янчи-Юрт	52
15	Регита	12	5–6 баллов			62	Старогладковская	54
16	Марзой-Мохк	15	39	Ножай-Юрт	23	63	Куруш (Д)	53
17	Гудермес	15	40	Новощедринская	31	64	Герменчик	59
18	Кошкельды	18	41	Петропавловская	31	4–5 баллов		
19	Мечкеты	19	42	Хасавюрт (Д)	34	65	Первомайская	55
20	Шали	11	43	Шелковская	36	66	Каргалинская	65
21	Ишхай-Юрт	20	44	Грозный	37	67	Батаюрт (Д)	66
22	Герзельаул	22	45	Червлённая	38			

Примечание: (Д) – помечены населенные пункты Дагестана.



**Рис. 3. Автодорога Грозный–Шатой (52 км)**

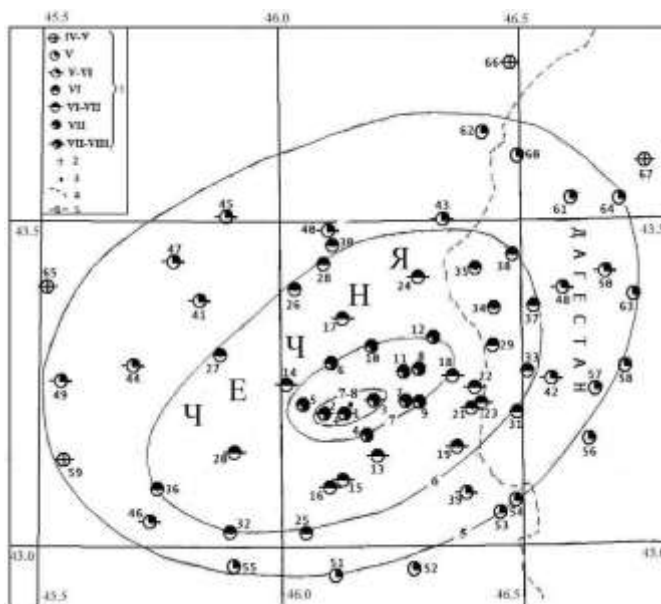


**Рис. 4. Майртуп. Обрушение дома, сложенного из камня на цементном растворе**



**Рис. 5. Курчалой. Обрушение саманного дома**

Обследованы несколько населенных пунктов в Дагестане с интенсивностью сотрясений от 6 баллов и ниже, что позволило скорректировать затухание и общее направление изосейст. Результаты макросейсмических наблюдений на территории Чеченской Республики представлены в статье И.А. Керимова и М.Я. Гайсумова [10]. При построении схемы изосейст (рис. 6) нами частично, с разрешения ее авторов, использованы материалы из указанной статьи.



**Рис. 6. Курчалойское землетрясение 11 октября 2008 г. [4]:**

- 1 – интенсивность сотрясений в баллах по шкале MSK-64;
- 2 – инструментальный эпицентр;
- 3 – макросейсмический эпицентр;
- 4 – граница Дагестана с Чеченской Республикой;
- 5 – изосейсты



На карте изосейст плейстосейстовая область Курчалойского землетрясения характеризуется интенсивностью сотрясений 7–8 баллов. В ее пределы входят три селения, она вытянута в северо-восточном направлении. 7-балльная изосейста области также вытянута в северо-восточном направлении, длина продольной оси  $L_{a7}=30$  км, поперечной –  $L_{b7}=13$  км, их отношение  $L_{a7}/L_{b7}=2.3$ , площадь  $S_7=306$  км<sup>2</sup>.

6-балльная зона построена по характеру проявления землетрясения в 14 селениях, она также имеет северо-восточное простирание под углом 17° с осями  $L_{a6}=72$  км,  $L_{b6}=41$  км и площадью  $S_6=2317$  км<sup>2</sup>. Отношение длин осей составляет  $L_{a6}/L_{b6}=1.76$ .

5-балльная зона построена по характеру проявления землетрясения в 14 селениях. Она также имеет северо-восточное простирание с осями  $L_{a5}=106$  км,  $L_{b5}=72$  км. Отношение длин осей составляет  $L_{a5}/L_{b5}=1.47$ .

В дальних зонах информация о сотрясении получена путем телефонного опроса населения в Дагестане, Северной Осетии–Алании и Ставропольском крае. Полученные из 38 населенных пунктов материалы проанализированы сотрудниками ДФ ГС РАН и представлены в табл. 2 и на схеме изосейст (рис. 7).

**Таблица 2. Макросейсмические данные Курчалойского землетрясения [1]**

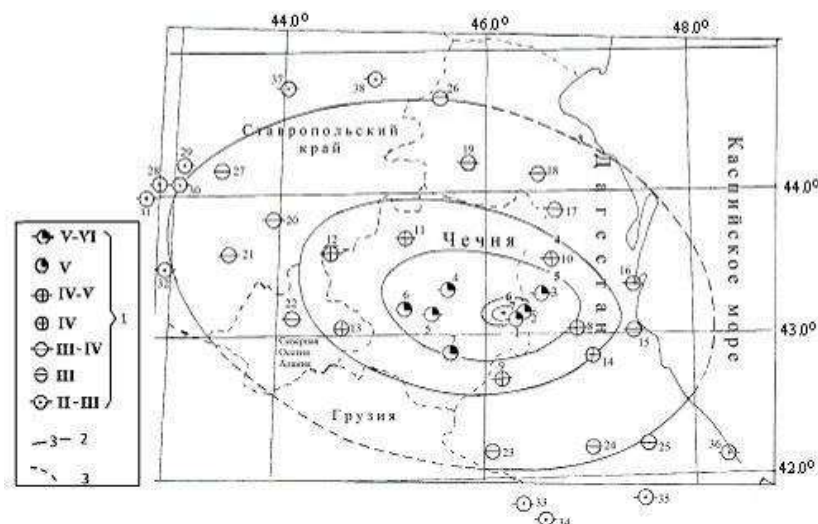
№	Населенный пункт	$I_0$ , баллы	Расстояние от макросейсмического эпицентра, км	№	Населенный пункт	$I_0$ , баллы	Расстояние от макросейсмического эпицентра, км
1	Ножай-Юрт	5–6	9	20	Прохладный	3–4	194
2	Новолакское	5–6	15	21	Нальчик	3–4	218
3	Хасавюрт	5–6	32	22	Алагир	3–4	166
4	Грозный	5–6	48	23	Бежта	3	108
5	Урус-Мартан	5–6	58	24	Кумух	3	124
6	Ачхой-Мартан	5	78	25	Уркурах	3	152
7	Алхазурово	5	50	26	Сухокумск	3	174
8	Дубки	4–5	58	27	Георгиевский	3	246
9	Ботлих	4–5	50	28	Ессентуки	2–3	287
10	Бабаюрт	4–5	56	29	Минводы	2–3	274
11	Наурская	4–5	96	30	Пятигорск	2–3	292
12	Малгабек	4–5	144	31	Кисловодск	2–3	292
13	Орджоникидзевская	4	128	32	Тырныауз	2–3	266
14	Буйнакск	4	76	33	Белокани	2–3	152
15	Махачкала	3–4	100	34	Закаталы	2–3	166
16	Сулак	3–4	104	35	Тпиг	2–3	180
17	Кизляр	3–4	92	36	Дербент	2–3	204
18	Тарумовка	3–4	ПО	37	Прикумск	2–3	242
19	Терекли-Мектеб	3–4	120	38	Нефтекумск	2–3	208

Сотрясения силой 5–6 и 5 баллов охватили значительную площадь ( $S=3765$  км<sup>2</sup>), в которую входит ряд населенных пунктов: Ножай-Юрт, Новолакское, Хасавюрт, Грозный, Урус-Мартан, Ачхой-Мартан и Алхазурово.

С интенсивностью 4–5 и 4 балла землетрясения проявились в населенных пунктах Наурское, Малгабек, Орджоникидзевская, Буйнакск. Сотрясения в 4–5 и 4 балла охватили площадь около  $S=7498$  км<sup>2</sup>.

В населенных пунктах Ессентуки, Минводы, Пятигорск, Кисловодск, Тырныауз, Белокани, Закаталы, Тпиг, Дербент, Прикумск и Нефтегорск землетрясение было замечено отдельными людьми, находившимися в состоянии покоя. Этой зоной заканчивается проявленное макросейсмическое поле Курчалойского землетрясения.

В заключение отметим, что Курчалойское землетрясение 2008 г. по своему месту возникновения приурочено к типичной для Восточного Предкавказья геологической ситуации – локализации очага сильного землетрясения к вторичным депрессионным структурам геосинклинального (складчатого) крыла Терско-Каспийского краевого прогиба в зоне пересечения глубинных разломов, формирующих деформации типа раздвигов.



**Рис. 7. Карта изосейст зоны ошутимости Курчалойского землетрясения [1]:**  
**1 – интенсивность сотрясений в баллах; 2 – изосейста;**  
**3 – государственная граница**

Данная очаговая зона по своему сейсмopotенциалу идентична сейсмофокальной области Дагестанского клина.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Отчет о работе ДФ ГС РАН за 2008 год.* – Махачкала: Фонды ДФ ГС РАН, 2009. – 110 с.
2. *Курчалойское землетрясение 11 октября 09:06 UTC // Основные результаты сейсмического мониторинга на территории России и научно-исследовательские работы Геофизической службы РАН за 2008 год.* – Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 15–17.
3. *Габсатарова И.П., Пойгина С.Г., Малянова Л.С.* Исследования магнитудных оценок Курчалойского землетрясения 11.10.2008 г. на Северном Кавказе // *Современные методы обработки интерпретации сейсмологических данных. Материалы Четвертой Международной сейсмологической школы.* – Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 37–43.
4. *Горшков Г.П.* Региональная сеймотектоника Юга СССР, Альпийский пояс. – М.: Наука, 1984.
5. *Черкашин В.И., Сабанаев К.А., Гаврилов Ю.О., Панов Д.И.* Тектоническая карта Дагестана. М-б 1:500000. – Махачкала, 2012.
6. *Смирнова М.И.* Возможные очаги землетрясений в зоне сочленения Передовых хребтов с Дагестанским клином // *Вопросы сейсмичности Восточного Предкавказья.* – Махачкала, 1989. – С. 105.
7. *Бражник В.М., Чуприн В.В.* Геофизические поля и сейсмичность Терско-Сунженской зоны дислокаций и ее сочленение с Дагестанским клином // *Вопросы сейсмичности Восточного Предкавказья.* – Махачкала, 1989. – С. 73.
8. *Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В.* Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. – М.: МГК при Президиуме АН СССР, 1965. – 11 с.
9. *Асманов О.А., Мусалаева З.А.* Определение коэффициентов уравнения макросейсмического поля Дагестана // *Сейсмологический бюллетень Кавказа.* 1976. – Тбилиси: Мецниереба, 1979. – С. 134–137.
10. *Керимов И.А., Гайсумов М.Я.* Курчалойское землетрясение 11 октября 2008 года // *Вестник АН ЧР.* – № 2. – 2009. – С. 48–53.

# СЕЙСМИЧЕСКАЯ РЕГИОНАЛИЗАЦИЯ ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ МЕТОДОМ «СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ»

Б.А. Ассиновская, М.К. Овсов  
ГС РАН, г. Санкт-Петербург

**Аннотация.** Описаны работы по сейсмической регионализации Восточно-Балтийского региона, включая акваторию, на основе компьютерной методики «Структурный анализ». В качестве исходной информации использованы геофизические и геодинамические данные. Несколько зон выделено в качестве сейсмогенерирующих. Результаты имеют расхождения с моделью потенциальных сейсмических источников проекта SHARE (Seismic Hazard Harmonization in Europe).

**Abstract.** The map of the seismic regionalization of the Eastern Baltic region including the sea area compiled by the computer method of structural analysis of geophysical and geodynamic data is presented. Some seismogenic sources zones were revealed. The results are discrepancies with the model of potential seismic sources SHARE (Seismic Hazard Harmonization in Europe) project.

## Введение

Адекватная оценка уровня сейсмической опасности важна в местах проявления слабых землетрясений в силу высокого уровня урбанизации некоторых территорий, интенсивного строительства объектов атомной энергетики, большой плотности населения. Между тем оценка опасности для районов слабой сейсмичности, особенно акваторий, часто неопределенна в силу разнообразных причин.

Первым этапом исследований по оценке опасности является сейсмическая регионализация, т.е. построение формализованной карты зон возможных сейсмических проявлений (сеймотектонического зонирования). Для региона Восточной Балтики эти построения осуществлены с использованием компьютерной технологии «Структурный анализ» [1–3].

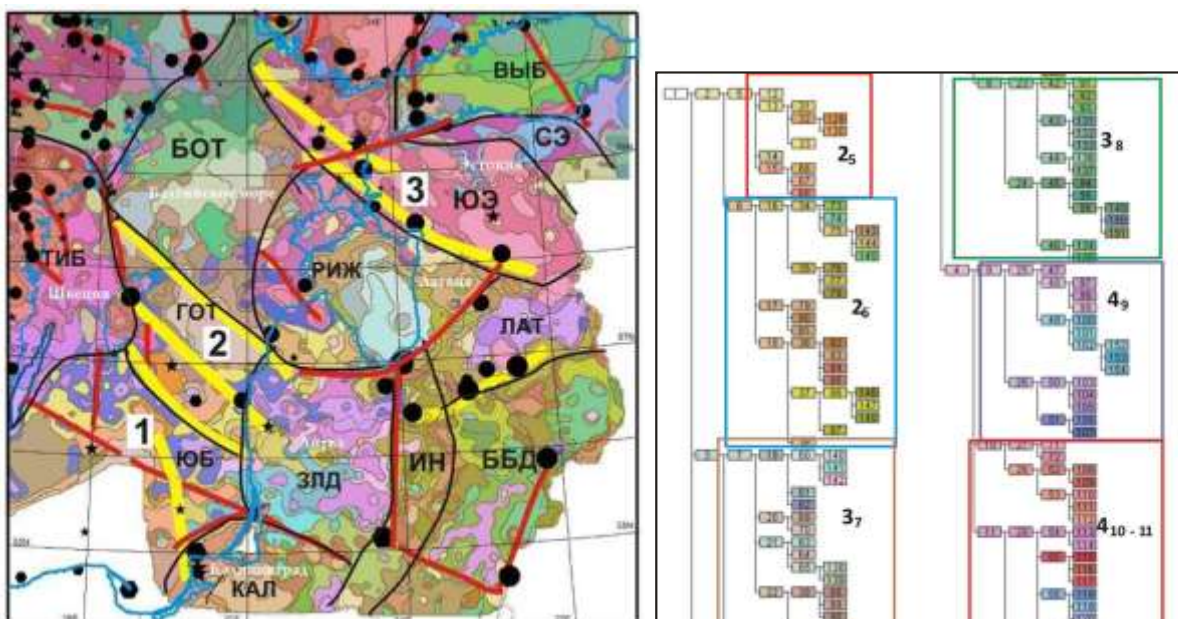
## Данные, результаты и их обсуждение

В качестве входных данных были использованы: 1) карты аномального магнитного поля и гравитационного поля в редукции Буге Фенноскандинавского щита в масштабе 1:2 000 000, изданные Геологической службой Финляндии [4, 5], соответствующие карты Калининградской области масштаба 1:1 000 000, опубликованные в [6]; 2) массивы цифровой информации по батиметрии и топографии (URL: <http://www.iowarnemuende.de/topography-of-the-baltic-sea.html>); 3) данные по тепловому потоку [7–9]; 4) сведения о перемещениях GPS-станций из [10]; 5) собственные данные [11].

Данная совокупность исходных данных была выбрана по критериям наибольших объективности и информативности, однако изученность региона данными методами существенно различается, некоторые из них, например геодинамические, значимы только на региональном уровне. В качестве критериев оценки построений были использованы сведения о землетрясениях региона из [12], а также с сайта (URL: <http://www.seismo.helsinki.fi>).

Методика «Структурный анализ» реализована в виде трех универсальных компьютерных программ. В основе технологии лежит широкий круг многомерных методов – факторный, кластерный, дисперсионный анализ и обработка изображений.

В результате исследований были получены: 1) классификационная структура в форме дерева, изображающего иерархические уровни деления входных данных (рис.); 2) структурная карта классов, отражающая в плане блоковую и линеаментную структуру земной коры (рис.).



**Рис. Карта доменов и линеаментов Восточно-Балтийского региона.**

Раскраска дана в соответствии со шкалой справа. Сейсмогенерирующие зоны первого порядка показаны желтым цветом, второго порядка – красным. Эпицентры землетрясений 1602–2010 гг. с  $M=1-5$ , размер знака пропорционален  $M/10$ : звездочки – землетрясения, зарегистрированные инструментально (URL: <http://www.seismo.helsinki.fi>), кружки – исторические события [12], шестиугольники – события [13]

Учитывая специфику входных данных и методики анализа, можно констатировать, что устройство дерева и карты классов обусловлены совокупностью тектонических и геодинамических данных.

Из рисунка следует, что исходная матрица данных разделилась на три иерархические равноценные ветви 2, 3 и 4, в каждой из них имеются дополнительные подуровни. Карта классов по простиранию и образам структур делится на квазигомогенные области (обозначены буквами). Многие границы между блоками, а также структуры линейной формы соответствуют плановому положению активных разломных зон.

Полученный региональный структурный план в какой-то мере соответствует известному из литературы тектоническому районированию, по крайней мере, наземной части области исследований. Но, учитывая влияние данных по геотермии, новейшей тектонике (грубо, отметкам рельефа) и современной геодинамике (скоростям современных движений по данным GPS), можно говорить о картировании активизированных блоков.

Уровень сеймотектонического потенциала определяется степенью раздробленности земной коры и ее специфическим вещественным составом, в частности присутствием жестких, но в то же время хрупких пород, например, гранитов-чарнокитов [14], величиной теплового потока, восходящим (знакопеременным) типом новейших и современных движений. Места реализации потенциала обусловлены присутствием дизъюнктивных неоднородностей в поверхности Мохо и фундаменте.

**Южно-Балтийский домен (ЮБ)** уникален тем, что сложен образованиями разных уровней – 2<sub>5</sub> и 4<sub>9</sub> (рис.) и ему нет аналогов на представленной карте. Структуры домена многочисленны, изометричны и невелики по размеру, и различны по вещественному составу.

Юго-восточная часть домена – это поднятый в поле голоценовых движений [13] Калининградский блок, являющийся местом возникновения сильнейших в регионе землетрясений 2004 г. с  $M_w > 5$ . Сейсмические события подробно описаны ранее.

Субмеридиональная сейсмогенная зона, названная Калининградской, длиной ~170 км нашла отражение на карте (рис.) в виде линеамента первого порядка.

**Готландская зона (ГОТ).** Структуры, соответствующие подуровню 3<sub>7</sub>, также уникальны в рассматриваемом регионе (рис.). Они маркируют блок в районе Готландской зоны разломов северо-западного простирания шириной 100 км и длиной более 280 км. Зона ГОТ рассекает Балтийскую синеклизу на две части. На карте область выглядит как сочленение мощных изометричных блоков земной коры, плотных и разуплотненных, разделенных сложно устроенными зонами разрывных деформаций. Готландскую зону следует рассматривать в качестве сейсмогенной.

**Белорусско-Балтийский домен (ББД) (подуровень 2<sub>6</sub>)** (рис.) сразу определим по субмеридиональному в пределах исследуемой площади простиранию структур. Известно, что структуру составляют линзы метамагматических образований, разделенные узкими зонами деформаций. В ББД преобладают метабазиты и гранитоиды эндербит-чарнокитового ряда [13, 14]. На карте имеет место присутствие множества линейных, вероятно, разломных структур северо-восточного простирания. В пределах домена выделяются, по крайней мере, две потенциально сейсмогенные разломные зоны, одна из них – северо-восточное продолжение Тельшайского разлома, предположительно первого порядка.

**Инчукалнский домен (подуровень 2<sub>6</sub>)** литологически характеризуется преобладанием метавулканитов мантийного происхождения. Границы зоны разломные. По имеющимся данным, мощность земной коры увеличивается под Инчукалнским поясом до 55–64 км. Западное ограничение блока в виде разрывной зоны имеет все признаки сейсмогенности (рис.).

**Подуровень 3<sub>8</sub>** (рис.) территориально соответствует интрузиям сложного состава, в том числе гранитоидам рапакиви возраста ~1.6 млрд лет, получившим в регионе Балтийского моря широкое распространение (блоки БОТ, ВЫБ, РИЖ). Мощность земной коры, так же как и ее верхнего слоя, меняются в значительных пределах от 46 до 54 км и от 4 до 12 км соответственно, образуя значительное число градиентных зон [15]. Интенсивно дислоцированный фундамент выходит на поверхность, либо расположен на глубинах в первые сотни метров. По данным [16], структура последнего исключительно мелкоблоковая в силу особенностей деформационных свойств гранитоидов и их способности к трещинообразованию. Самый известный Лиепайско-Рижско-Псковский разлом имеет сложную внутреннюю структуру.

Несомненно, здесь имеются активные сейсмогенные линеаменты небольшой протяженности.

**Подуровень 4<sub>9</sub> – Западно-Литовский домен (ЗЛД)** (рис.).

Домен образован метаосадочными и метаизверженными породами – базитами, чарнокитами или эндербит-гранитами. Структуры ЗЛД обрезаются в зоне контакта с Инчукалнским поясом [17].

Отличительной особенностью данного блока земной коры является наличие здесь центра Клайпедской геотермической аномалии с максимальными значениями плотности теплового потока до 100 мВт/м<sup>2</sup> [18]. Соответственно, земная кора этой области существенно разогрета, что снижает ее прочностные свойства [19, 20] и, следовательно, сейсмотектонический потенциал.

ЗЛД – область преобладающих прогибаний на новейшем (иногда более 100 м), средне-позднеголоценовом этапе и в современную эпоху [21]. GPS-деформации носят растягивающий характер.

Наконец, подуровень 4<sub>1</sub> (рис.) образован уникальным **Южно-Эстонским массивом**. На рисунке этот массив через порог в Финском заливе сопрягается со структурами Балтийского щита. В литологическом плане это кристаллические породы, главным образом базитового состава, но отметим присутствие значительного числа кислых метавулканитов, гранитов-чарнокитов и др. Структура коровых границ, в том числе поверхности Мохо, сложная – именно в этом районе мощность земной коры довольно резко меняется (от 40 до 50 км) [22].

По совокупности полученных данных выделена Эстонская сейсмогенная зона (рис.), которая имеет северо-западное простирание и значительную протяженность более 400 км, она является границей региональных структур.

Кроме указанных региональных зон на карте (рис.) показано достаточно большое количество потенциально разломных структур более низких порядков, которые могут быть рассмотрены детально на последующих этапах исследований.

Обобщая изложенное, можно констатировать, что земная кора описанных областей разнообразна в структурном отношении и по вещественному составу.

Часть структур ЮБ, ЗЛ, ГОТ в юго-западной части характеризуется режимом, названным Рейснером и Иогансон возбужденным (значения теплового потока более  $50 \text{ мВт/м}^2$ ). Известно, что в существенно разогретой коре при тепловом потоке более  $60 \text{ мВт/м}^2$  землетрясений не возникает [19], пример тому – Западно-Литовский домен, а сейсмогенные зоны часто приурочены к областям резкой изменчивости параметра, как, например, в Калининградском случае. Почти повсеместно присутствуют жесткие породы, способные удерживать напряжения, в том числе граниты – чарнокиты (деформационные способности последних и их сейсмотектонический потенциал подробно описаны в [20]). Исключение составляют области распространения гранитов рапакиви, в пределах которых обычно возникают только мелкофокусные события [23].

Для контроля построений на карту блоков и линеаментов были нанесены очаги известных землетрясений, распределение которых полностью подтвердило правильность построений. Следует заметить, что сведения о землетрясениях взяты из разных источников и не унифицированы по магнитуде, чего строго требуют методики оценки сейсмической опасности.

### **Выводы**

В результате исследований была построена карта потенциально сейсмогенерирующих структур, из которых четыре – Калининградская, Готландская, Эстонская и предположительно Тельшайская являются основными. Готландская структура имеет сложное строение и состоит из трех сегментов. Исследования не выявили единой сейсмогенной структуры, которая протягивалась бы вдоль восточного берега Балтийского моря, как это предложено проектом SHARE (Seismic Hazard Harmonization in Europe), напротив, все активные зоны имеют поперечное, северо-западное простирание. Для построения полноценной карты сейсмической регионализации – основы оценки сейсмической опасности – необходимо наличие унифицированного каталога землетрясений региона, который позволил бы получить для каждого выделенного в данной работе домена параметры сейсмического режима – величину максимальной возможной магнитуды прогнозного землетрясения и период его повторяемости.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. **Овсов М.К.** Интеллектуальная операция структурного анализа // Известия вузов. Геология и разведка. – 2000. – № 1. – С. 105–114.
2. **Овсов М.К.** Интеллектуальная операция классификации. Статья II // Известия вузов. Геология и разведка. – 2000. – № 4. – С. 107–114.
3. **Овсов М.К.** Классификация как продукт построений. Статья III // Известия вузов. Геология и разведка. – 2001. – № 2. – С. 93–101.
4. **Korhonen J.V., Aaro S., All T., Elo S., Haller L.A., Kaarianen J., Kulinich A., Skilbrei J.R., Solheim D., Saavuori H., Vaher R., Zhdanova L., Koistenen T.** Borger anomaly map of the Fennoscandian shield 1: 2 000 000. – The Geological Surveys of Finland, Norway and Ministry of Natural Resources of the Russian Federation, 2002.
5. **Korhonen J.V., Aaro S., All T., Nevanlinna H., Skilbrei J.R., Saavuori H., Vaher R., Zhdanova L., Koistenen T.** Magnetic anomaly map of the Fennoscandian Shield 1: 2 000 000. – The Geological Surveys of Finland, Norway and Ministry of Natural Resources of the Russian Federation, 2002.

6. **Шилова Т.М., Вербицкий В.Р.** Региональные потенциальные поля // Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 года. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – С. 41–45.
7. **Карта теплового потока европейской части СССР.** Масштаб 1 5 000 000. – Л., 1987.
8. **Balling N.** Heat flow and thermal structure of the lithosphere across the Baltic Shield and Northern Tornquist Zone // Tectonophysics. – 1995. – V. 10. – P. 13–50.
9. **Majorowicz J., Wybraniec S.** New terrestrial heat flow map of Europe after regional paleoclimatic correction application // International J. of Earth Sciences. – 2010.
10. **Lidberg M., Johansson J.M., Scherneck H.-G., Milned G.A.** Recent results based on continuous GPS observations of the GIA process in Fennoscandia from BIFROST // J. of Geodynamics. – 2010. – V. 50. – P. 8–18.
11. **Assinovskaya B., Shchukin J., Gorshkov V., Shcherbakova N.** On GPS and earthquake dynamics for the parts of the Eastern Baltic region // Baltica. – 2011. – V. 24, N 2. – P. 61–70.
12. **Аронов А.Г., Аронова Т.И.** Сейсмотектонические критерии долгосрочного прогноза Калининградских землетрясений // Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 года. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – С. 136–151.
13. **Сейсмотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения.** – М.: Книга и бизнес, 2009. – 228 с.
14. **Pashkevichius J.** The geology of the Baltic Republics. – Vilnius: Valstybnis leidybos centras, 1997. – 387 p.
15. **Ankudinov S., Sadov A., Brio H.** Crustal structure of Baltic countries on the basis of deep seismic sounding // Proceedings of the Estonian academy of Sciences. – 1994. – V. 43, N 3. – P. 129–136.
16. **Берзинь Л.З., Брио Х.С., Карпицкая Л.П., Клявиньш Я.Р., Озолинь Н.К.** Роль унаследованности в формировании современного структурного плана осадочного чехла на территории Латвии // Проблемы унаследованности тектонических структур в Прибалтике и Белоруссии. – 1979. – С. 20–26.
17. **Motuza G., Motuza V., Salnikova E., Kotov A.** Extensive charnockitic-granitic magmatism in the crystalline crust of West Lithuania // Geologija. – 2008. – N 1 (61). – P. 1–16.
18. **Sliaupa S., Rasteniene V.** Heat flow and heat production of crystalline basement rocks in Lithuania // Geologija. – 2000. – N 31. – P. 24–34.
19. **Ассиновская Б.А.** О тепловой активности в очаговой зоне Калининградского землетрясения // Известия ГАО. – 2006. – № 218. – С. 201–208.
20. **Assinovskaya B.A.** On the method of assessment of seismotectonic potential // Bolletino di Geofisica, teorica ed applicata // An International J. of Earth Sciences. – 2003. – V. 44, N 2. – P. 87–101.
21. **Lazauskienė J., Pačėsa A.J.** Seismotectonic and seismic hazard maps of Lithuania – recent implications of intracratonic seismicity in the Eastern Baltic Region // Geologija. – 2012. – V. 54, N 1 (77). – P. 1–9.
22. **Tesauro M., Kaban M.K., Cloetingh S.A.P.L.** 3D crustal model of Western and Central Europe as a basis for modeling mantle structure // New Frontiers in Integrated Solid Earth Sciences. International Year of Planet Earth / S. Cloetingh, J. Negendank (eds.). – 2010. – P. 39–69.
23. **Uski M., Tiira T., Korja A., Elo S.** The 2003 earthquake swarm in Anjalankoski, South-Eastern Finland // Tectonophysics. – V. 422, N 1–4. – P. 55–69.

## РЕЗУЛЬТАТЫ СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ РАСПОЛОЖЕНИЯ ОАО «ГНЦ НИИАР»

Т.В. Астафьева, А.М. Соболев, В.А. Гремячкин  
ОАО «ГНЦ НИИАР», г. Димитровград Ульяновской обл.

**Аннотация.** Приведены сведения о развитии инструментальных наблюдений на территории ОАО «ГНЦ НИИАР». Даны характеристики сейсмических пунктов наблюдения. Приведены результаты наблюдений сейсмичности и техногенного воздействия объекта на окружающую среду.

**Abstract.** The information on the development of the instrumental monitoring at the JSC "SSC RIAR" site, as well as the characteristics of seismic stations are presented. The results of the observations over seismic activity and man-caused effect on the environment are also presented.

### Введение

Инструментальные сейсмометрические наблюдения на территории ОАО «ГНЦ НИИАР» начаты в 1993 году. Необходимость данных наблюдений связана с нахождением на территории промплощадки ядерно и радиационно опасных объектов, включая полигон глубинного размещения жидких радиоактивных отходов. Задачами наблюдений являются: определение источников сейсмических возмущений на территории института, их силы, районов поступления; систематизация и анализ данных сейсмометрических наблюдений за землетрясениями любого генезиса, полученных на сейсмостанции в результате непрерывной круглосуточной регистрации коротко- и длиннопериодных колебаний земной поверхности в четырех пунктах наблюдения.

Система сейсмического мониторинга была разработана и реализована ОКБ ИФЗ (Особое конструкторское бюро Института физики Земли) совместно с ВНИПИ МАЭП (Всероссийский научно-исследовательский и проектный институт Московской академии экономики и права).

В 2001 г. аналоговая сейсмическая станция была заменена на цифровую.

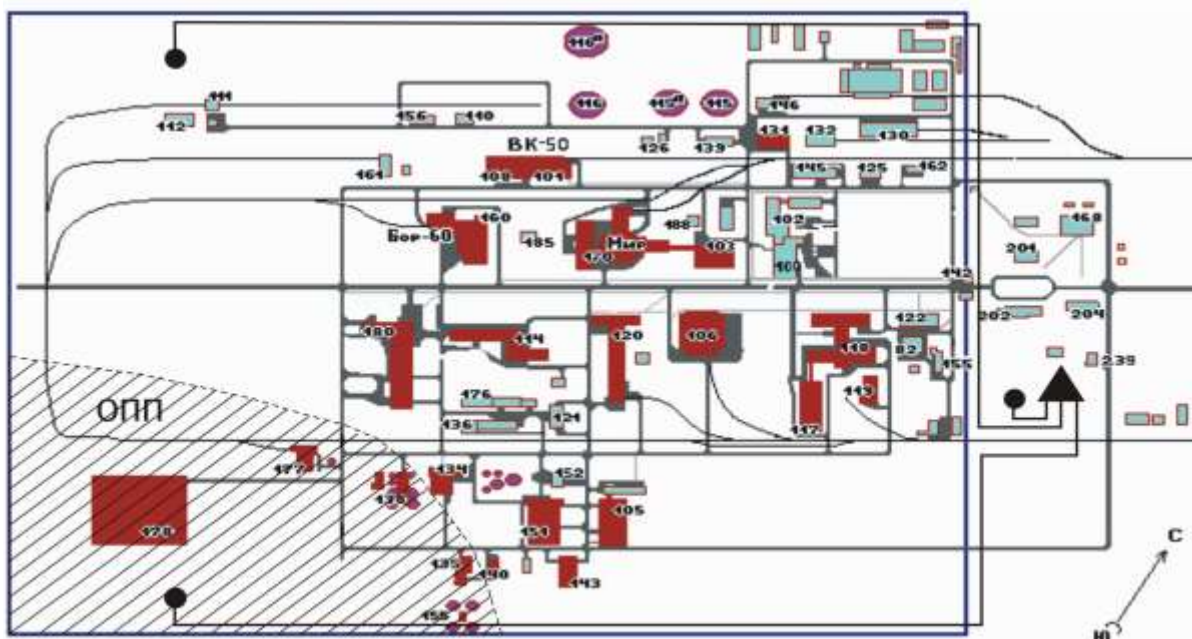
### Аппаратура и программное обеспечение, используемые для регистрации сейсмических возмущений и обработки сейсмограмм

Для регистрации сейсмических колебаний поверхности земли используется цифровая аппаратура. Регистрация осуществляется сейсмической станцией, представляющей исследовательский комплекс для записи короткопериодных и длиннопериодных колебаний земной поверхности. Для записи короткопериодных колебаний земной поверхности на сейсмостанции «Димитровград» (DMITR) ОАО «ГНЦ НИИАР» используются три пункта регистрации, а для записи длиннопериодных – один пункт (рис. 1). Каждый пункт регистрации оснащен тремя сейсмоприемниками. Пункт регистрации длиннопериодных колебаний оснащен сейсмоприемниками типа СМ-3КВЭ. Другие пункты регистрации оснащены следующими сейсмоприемниками: ССМ-01, ССМ-С, ССМ-С-01.

Обработка сейсмограмм осуществляется на ЭВМ. Программное обеспечение состоит из комплекса программ: WSK\_1450, ZSK1, Geon2WSG и WSG.

Программа WSK\_1450 предназначена для обеспечения работы сейсмостанции в реальном времени (прием, просмотр, регистрация данных). Программа ZSK1 используется для просмотра, контроля и демультимплексации файлов, созданных WSK\_1450. Программа Geon2WSG является конвертором файлов цифрового регистратора. Программа WSG предназначена для обработки сейсмических сигналов и получения оценок параметров гипоцентров сейсмических событий как по записям одной станции, так и по группе станций.





**Рис. 1.** Расположение пунктов регистрации относительно объектов института на территории промплощадки № 1:

▲ – центральный пункт сбора и обработки сейсмической информации; ● – периферийный пункт наблюдения; — – кабельные линии связи; ■ – здания и сооружения

### Исторические землетрясения и землетрясения, зарегистрированные сейсмостанцией DMITR

В настоящее время имеются сведения о пяти сильных землетрясениях с магнитудой 5 и более на территории юго-востока Европейской плиты, на которой находится ОАО «ГНЦ НИИАР», из которых два землетрясения – исторические (Сорочье-Горское, произошедшее 500 лет до н.э. с  $M$  не менее 6, и Фёдоровское 1839 г. с  $M=5.3$ ) и три землетрясения инструментального периода (Билимбаевское 1914 г. с  $M=5.0$ , Сальское 2001 г. с  $M=5.1$  и Шалкарское 2008 г. с  $M=4.8$ ) [1–3].

В 2008 г. на исследуемой территории произошло три землетрясения. Данные об этих землетрясениях приведены в табл. 1.

**Таблица 1.** Каталог сильных землетрясений юго-востока Европейской плиты

№	Дата	$t_0$ , чч:мм:сс	$\varphi$ , °N	$\lambda$ , °E	$h$ , км	$M$	$I_0$ , баллы	Источник данных	Расстояние до станции, км
1	500 л. до н.э.		55.3	49.8	(10)	не менее 6	9–10	[2]	120
2	29.06.1839	00	52.6	47.9	(10)	(5.3)	7–8	[2]	200
3	17.08.1914	04:57:01	56.8	59.4	26	5.0	6	[2]	710
4	22.05.2001	19:13:22	46.36	42.21	15	5.1	6	[2]	1000
5	26.04.2008	13:14:53	50.61	51.74	17	4.8	7	[3]	430
6	29.05.2008	11:03:24	54.88	52.27	1.5	3.4	5	[3]	190
7	18.07.2008	19:36:01	50.67	51.69	1.5	3.2	4–5	[3]	425

В период 2002–2012 гг. сейсмостанцией DMITR было зарегистрировано 5786 землетрясений. Ближайшее к станции DMITR землетрясение было зарегистрировано 29 мая 2008 г. Его очаг располагался вблизи г. Альметьевск, Республика Татарстан ( $\Delta=190$  км). Параметры землетрясения:  $t_0=11:03:24.5$ ;  $M=3.4$ ;  $h=1.5$  км [3]. Трехкомпонентная запись этого землетрясения станцией DMITR приведена на рис. 2.

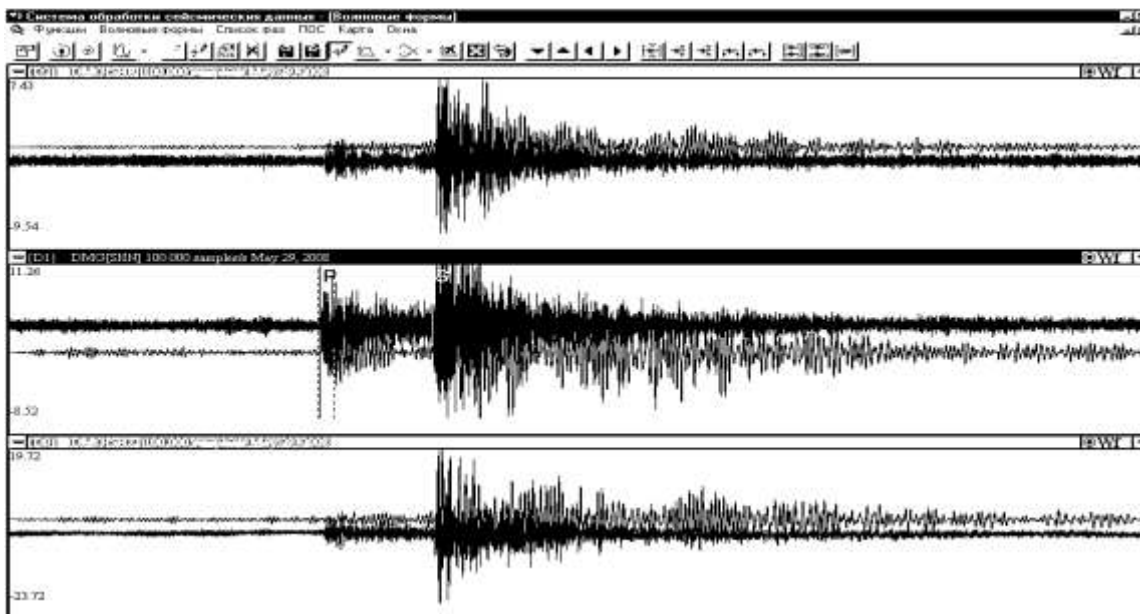


Рис. 2. Землетрясение, зарегистрированное сейсмостанцией DMITR 29 мая 2008 г.

### Результаты наблюдений техногенной сейсмичности

На сейсмостанции ведется ежедневная обработка записей. Исследуются как природные шумы, которые проявляются в диапазоне от 0.01 до 1 Гц, так и техногенные, к которым относятся микросейсмы в полосе частот 0.5–50 Гц [4].

Была изучена динамика изменения скоростей смещения вертикальных (Z) компонент микросейсм в полосе 0.01–50 Гц, регистрируемых ежедневно в 12:00 и 24:00 час. по местному времени в течение 10 мин.

Техногенные возмущения на территории расположения ОАО «ГНЦ НИИАР» наблюдаются на частотах 3.2, 6.2, 8.2, 9.2, 10.0, 12.5, 16.5 и 20.0 Гц (рис. 3). Оценка абсолютных значений скоростей смещения вертикальных компонент по четырем пунктам регистрации, проведенная в дневное и ночное время, представлена в табл. 2.

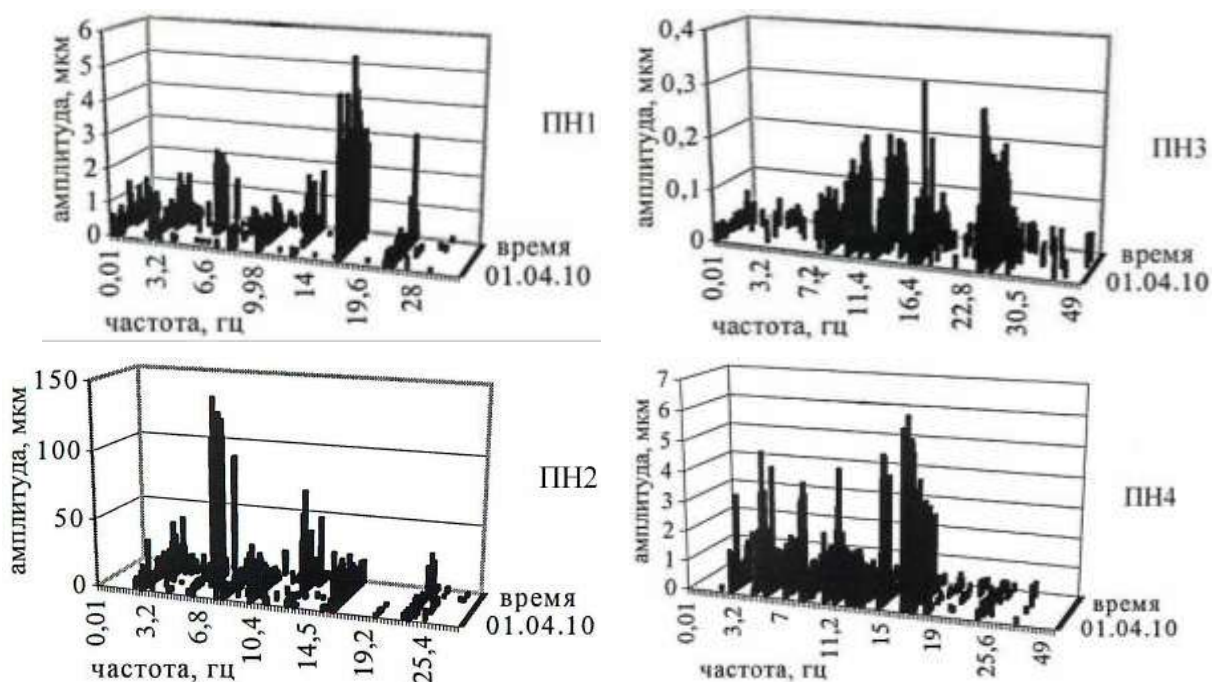


Рис. 3. Динамика изменения амплитуд микросейсм вертикальных компонент в полосе 0.5–50 Гц на четырех пунктах, регистрируемых в 12:00

Видно, что в соответствии с полученными данными значения амплитуд по пунктам регистрации можно разделить на три группы следующим образом:

- низкий уровень – пункты регистрации 3 и 4;
- средний – пункт регистрации 1;
- высокий – пункт регистрации 2.

В пунктах регистрации с низким и средним уровнями диапазон вариаций составляет 0.1–3.3 Гц. В некоторых случаях большое значение амплитуды совпадает с зарегистрированным в данное время сейсмическим событием. На пункте № 2 повышенный уровень шума связан с расположенной рядом автостоянкой.

**Таблица 2. Сводка величин абсолютных уровней скоростей смещения вертикальной компоненты в дневное и ночное время при регистрации на четырех пунктах**

Пункт наблюдения	Полоса частот, Гц	Средний дневной уровень, мкм/сГц		Полоса частот, Гц	Средний ночной уровень, мкм/сГц		Дневной/ночной
		с учетом пиков	без пиков		с учетом пиков	без пиков	
ПН1	0.01–24.8	2.52–3.6	0.06–1.57	0.01–25	3–9.56	0.1–2.1	0.4
ПН2	0.2–24.8	97–141.1	0.53–44.2	2.8–25	45–134.1	0.47–34	1.1
ПН3	2.4–24.5	1.8–1.9	0.04–0.99	2.7–24.5	1.14–1.3	0.05–0.5	1.0
ПН4	2.8–33	8.6–17.4	0.09–2	2.8–33	6.53–3.6	0.27–3.6	1.4

### Выводы

1. Количество зарегистрированных землетрясений с каждым годом возрастает в связи с тенденцией роста их интенсивности, а также с возможностью регистрации землетрясений меньшей магнитуды при переходе на цифровой метод регистрации.

2. Естественным колебаниям земли соответствуют частоты 0.01–1 Гц.

3. Техногенные возмущения на территории расположения ОАО «ГНЦ НИИАР» наблюдаются на частотах 3.2, 6.2, 8.2, 9.2, 10.0, 12.5, 16.5 и 20.0 Гц, что связано с непрерывной работой устройств, создающих вибрацию на промышленных объектах. Более низкий уровень высокочастотных возмущений (5–10 Гц) отмечен от вибромеханических воздействий (транспорт, работа агрегатов и пр.).

4. Амплитуды смещений почвы вблизи источников (десять–сотни метров) изменяются в пределах 1–0.01 мкм.

5. Соотношение дневного и ночного уровней микросейсм не отличаются друг от друга.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Огаджанов В.А., Чепкунас Л.С., Михайлова Р.С. и др.* О каталоге землетрясений Среднего и Нижнего Поволжья // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. – М.: ОИФЗ РАН, 2001. – С. 119–127.
2. *Огаджанов В.А.* О региональной зоне возникновения очагов сильных землетрясений Юго-Востока Европейской плиты // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Третьей Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – С. 131–134.
3. *Габсатарова И.П., Голубева И.В., Дягилев Р.А., Маловичко Д.А., Надёжка Л.И., Санина И.А.* Восточно-Европейская платформа, Урал и Западная Сибирь. Каталоги землетрясений по различным регионам России // Землетрясения России в 2008 году. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 142–142.
4. *Капустян Н.К., Юдахин Ф.Н.* Сейсмические исследования техногенных воздействий на земную кору и их последствий. – Екатеринбург, 2007.

# МОДЕЛИРОВАНИЕ АФТЕРШОКОВОЙ АКТИВНОСТИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГЛАВНОГО КАВКАЗСКОГО ХРЕБТА С 1991 ПО 2012 ГОД

С.В. Баранов

*Кольский филиал ГС РАН, г. Апатиты*

**Аннотация.** Рассматриваются афтершоковые процессы трех сильных землетрясений западной части Главного Кавказского хребта. Основные толчки: первое Рачинское землетрясение 29.04.1991 г.,  $MS=6.9$ ; второе Рачинское 15.06.1991 г.,  $MS=6.2$ ; Онийское, 07.09.2009 г.,  $MS=5.8$ . При помощи моделирования установлены различия в свойствах афтершоковых процессов и характеристиках разломных зон основных толчков. Выполнено ретроспективное прогнозирование афтершоковой активности в разных диапазонах магнитуд с помощью релаксационных моделей по методике Ризенберга–Джонса. Результаты указывают на высокую вероятность реализации прогноза.

**Abstract.** The paper considers aftershock process caused by three strong earthquakes in Western part of Great Caucasus. The mainshocks are the first Racha earthquake, 1991.04.29,  $MS=6.9$ ; the second Racha earthquake, 1991.06.15,  $MS=6.2$ ; Oni earthquake, 2009.09.07,  $MS=5.8$ . By means of modeling we found out differences in the features of aftershock processes and characters of the fault zones of the mainshocks. We also made a retrospective forecast of aftershock activity by means of relaxation models using a methodology suggested by Reasenberg and Jones. The results point to a high probability of the forecast implementation.

## **Введение**

29 апреля 1991 г. в 09:12 на южном склоне Большого Кавказа (Грузия) в Рача-Джавском районе произошло одно из сильнейших за всю письменную историю сейсмических событий на Западном Кавказе [1] – землетрясение с магнитудой  $MS=6.9$  и координатами эпицентра  $42.39^{\circ}N$  и  $43.68^{\circ}E$ . Интенсивность сотрясения на поверхности достигала 8 баллов по шкале MSK-64 [2, 3]. Механизмы очагов Рачинского землетрясения и его афтершоков первого года исследованы довольно детально [2, 4–6]. Очаг землетрясения приурочен к зоне Амзар-Мухурского разлома [7], подвижка развивалась по нескольким плоскостям с различными ориентациями и углами наклона [5]).

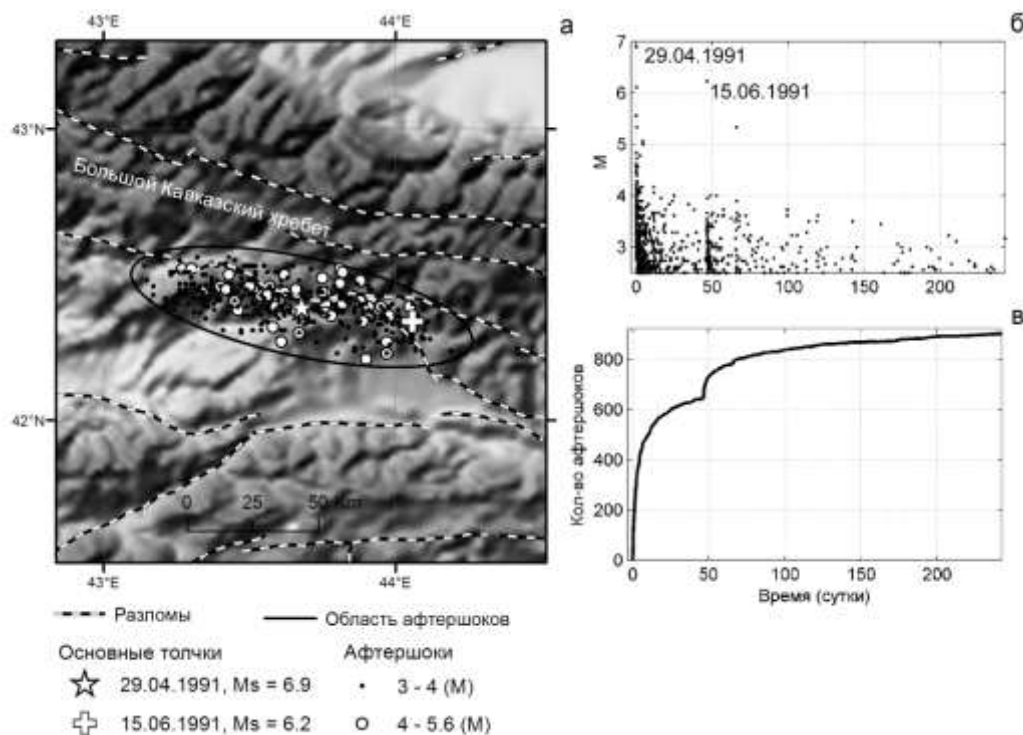
Рачинское землетрясение вызвало огромный интерес ученых-сейсмологов из разных стран мира. Для изучения землетрясения и его последствий была организована международная экспедиция в эпицентральную зону, состоящая из представителей России, Грузии, США, Франции, Англии и Швейцарии [4]. Столь повышенный интерес обусловлен, во-первых, тем, что зона Рачинского землетрясения расположена в области с невысокой предшествующей сейсмичностью [2], во-вторых, основной толчок Рачинского землетрясения породил множество афтершоков (больше, чем какое-либо другое землетрясение на Кавказе). В первые сутки после основного толчка интенсивность афтершокового процесса достигала 18 событий с  $M \geq 2.5$  в час (здесь и далее  $M$  – это пересчетное значение из  $K_p$  по формуле  $M=(K_p-4)/1.8$ ); в течение месяца после основного толчка в зоне Рачинского землетрясения было зарегистрировано 677 афтершоков с  $M \geq 2.5$  [3]. До 1991 г. в этом районе не регистрировалось землетрясений с  $M \geq 5$ , вместе с тем, за 1991–2009 гг. произошло десять таких событий, восемь из которых произошли в течение 2.5 месяцев после Рачинского землетрясения, два последних произошли в районе грузинского города Они 06.02.2006 г. с  $MS=5.0$  [8] и 07.09.2009 г. с  $MS=5.8$  [9].

Цель настоящей работы – изучение афтершоковых процессов сильных землетрясений западной части Главного Кавказского хребта с целью выявления их свойств и возможностей прогнозирования афтершоковой активности региона.

### Использованные данные и выделение афтершоков

Афтершоковая область Рачинского землетрясения хорошо изучена и в плане представляет собой квазиэллипс, главная ось которого имеет длину 100 км и ориентирована вдоль оси Главного Кавказского хребта, малая ось – 37 км [2] (рис. 1 а). Данные о сейсмичности зоны Рачинского землетрясения за период с 29.04.1991 г. по 23.09.1993 г. взяты из каталога, составленного грузинскими сейсмологами [10]. Данный каталог содержит сведения о 956 землетрясениях с  $M \geq 2.5$  (магнитуда представительности), произошедших в афтершоковой области основного толчка.

Афтершоковый процесс Рачинского землетрясения состоит из двух подпроцессов (рис. 1 б, в; табл. 1). Первый из них инициирован непосредственно землетрясением 29.04.1991 г. с  $MS=6.9$ . Через 46.5 суток после этого события (15.06.1991 г. в 00:59) на расстоянии 25 км от него произошло землетрясение с  $MS=6.2$  (рис. 1 а), инициировавшее второй афтершоковый подпроцесс. По результатам моделирования в статье будет показано, что афтершоки первого землетрясения 29.04.1991 г. к моменту второго землетрясения 15.06.1991 г. практически прекратились и последующие события являются афтершоками второго толчка.



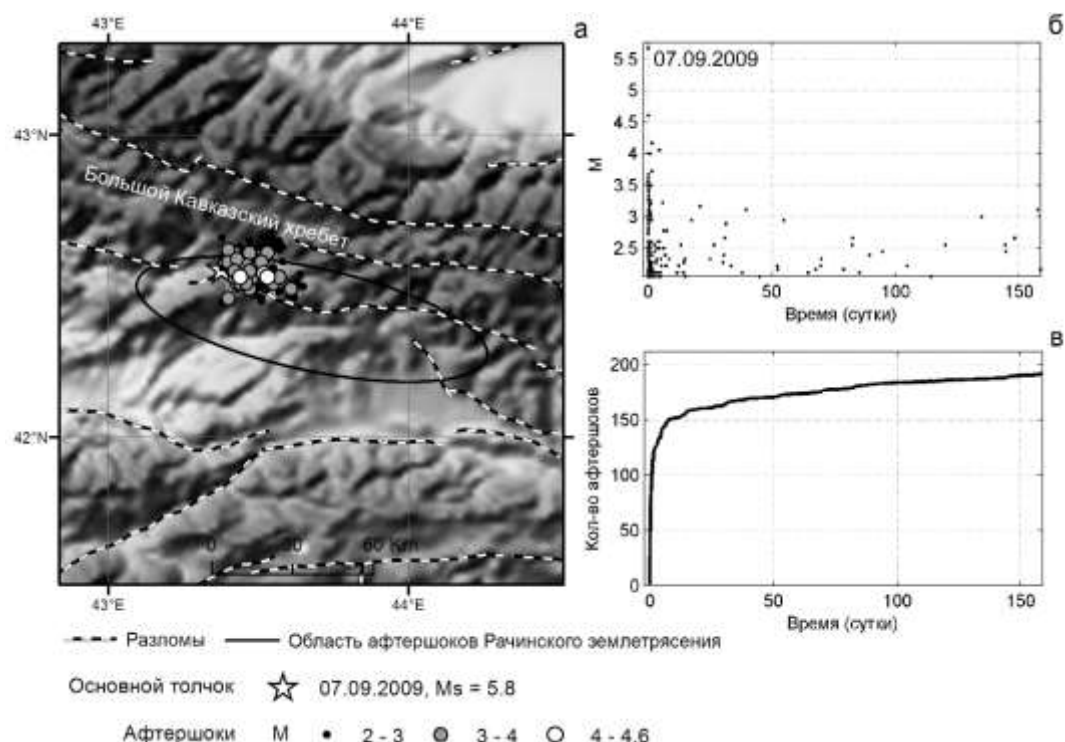
**Рис. 1.** Основные толчки и афтершоки очаговой зоны Рачинского землетрясения за период с 29.04.1991 г. по 23.09.1993 г. [10] на фоне рельефа и глубинных разломов [7]: а – эпицентры основных толчков и афтершоков с  $M \geq 3$ ; б – зависимость магнитуды событий от времени после Рачинского землетрясения; в – зависимость суммарного количества афтершоков от времени

**Таблица 1.** Основные точки западной части Большого Кавказского хребта и параметры соответствующих афтершоковых последовательностей за 1991–2012 гг.

Номер – название	Дата	Время	$MS$	$M_{\min}$	Длительность (сутки)	Число афтершоков	$t_0$ (часы)
1 – первое Рачинское	29.04.1991	09:12	6.9	3	46.5	313	3.7
2 – второе Рачинское	15.06.1991	00:59	6.2	3	196	90	0.5
3 – Онийское	07.09.2009	22:41	5.8	2	159	192	0.24

Вместе с тем эти афтершоковые процессы взаимосвязаны, придерживаясь точки зрения С.С. Арефьева и др. [11]: «сильное землетрясение, близкое по энергии к максимально возможному, произошедшее в районе, который до этого многие годы не рассматривался как высокоактивный, существенно меняет сеймотектоническую обстановку в нем и надолго повышает общий уровень сейсмичности». Землетрясение 29.04.1991 г. изменило сеймотектоническую обстановку района, повлияв тем самым на параметры второго толчка и его афтершоковую последовательность.

Другим событием этого района, сопровождавшимся афтершоками, является Онийское землетрясение с  $M_S=5.8$ , произошедшее 07.09.2009 г. в 22:41 на расстоянии 40 км от Рачинского толчка и 5 км от грузинского города Они с координатами эпицентра  $42.56^\circ\text{N}$  и  $43.38^\circ\text{E}$  (рис. 2 а, табл. 1). Афтершоки этого землетрясения выделялись при помощи алгоритма Молчана–Дмитриевой [12] по данным каталога ГС РАН по Северному Кавказу [9] (магнитуда представительности  $M=2$ ). За период с 07.09.2009 г. по 13.02.2010 г. было выделено 192 афтершока с  $M \geq 2$ . Область афтершоков Онийского землетрясения практически совпадает с северо-западной ветвью афтершоковой области Рачинского землетрясения (рис. 2 а). Аналогичный вывод был получен С.С. Арефьевым [11] на основе полевых наблюдений в эпицентральной зоне этого очага. В отличие от сейсмичности зоны Рачинского землетрясения после основного толчка, сейсмичность зоны Онийского события имеет более регулярный вид (рис. 2 б, в) и относится к афтершоковому процессу релаксационного типа, который обусловлен восстановлением поля напряжений после основного толчка.



**Рис. 2. Основной толчок и афтершоки Онийского землетрясения за период с 07.09.2009 г. по 13.02.2010 г. [9] на фоне рельефа и глубинных разломов [7]: а – эпицентры основных толчков и афтершоков с  $M \geq 3$ ; б – зависимость магнитуды событий от времени после Рачинского землетрясения; в – зависимость суммарного количества афтершоков от времени**

У всех трех афтершоковых последовательностей (табл. 1) наблюдается недостаток слабых событий в первые часы после основных толчков. Это хорошо известное явление обусловлено, во-первых, тем, что первые афтершоки скрыты в коде основного толчка. Во-вторых, в первые часы после основного толчка события происходят настолько часто, что на слабые накладываются коды более сильных и их обработка затруднена.

Дефицит слабых афтершоков вносит искажения в значения параметров моделей [13], поэтому при моделировании либо увеличивают значение минимальной рассматриваемой магнитуды ( $M_{\min}$ ), либо отступают от момента основного толчка на время  $t_0$ , начиная с которого каталог является полным. Параметры рассматриваемых последовательностей афтершоков, включая  $M_{\min}$  и  $t_0$ , приведены в табл. 1. Отсутствие единого каталога с одинаковой магнитудой представительности затрудняет исследование.

### Методика и результаты исследования

Изучение свойств афтершоковых процессов зоны Рачинского землетрясения (табл. 1) осуществлялось при помощи релаксационных моделей: закон Омори-Утсу [14], экспоненциальная модель [15] и LPL (Limited Power Low)-модель [16]. Оценка параметров моделей выполнялась методом максимального правдоподобия, а выбор лучшей модели – по критерию Байеса [17].

Разброс значений критерия Байеса для релаксационных моделей, оцененных по всем трем афтершоковым последовательностям, не превышает 5%. Следовательно, в статистическом смысле эти модели равноправны. Наиболее общей временной моделью афтершоковых процессов является LPL (Limited Power Low)-модель [16], которая в отличие от закона Омори-Утсу и экспоненциальной модели получена аналитически, а не из эмпирических соображений. LPL-модель имеет вид:

$$n(t) = A \cdot t^{-q} [\gamma(q, \lambda_b t) - \gamma(q, \lambda_a t)], \quad (1)$$

где  $t$  – время с момента основного толчка;  $\gamma$  – неполная гамма-функция<sup>3</sup>;  $A$ ,  $q$ ,  $\lambda_a$ ,  $\lambda_b$  – подлежащие определению положительные параметры модели. Параметры  $\lambda_a \ll \lambda_b$  – это характеристические значения скоростей возникновения афтершоков, при которых тип затухания афтершокового процесса меняется с линейного на гиперболический и далее на экспоненциальный. П.Н. Шебалин показал [18], что величина  $1/\lambda_b$  имеет физический смысл, характеризующий задержку гиперболического спадания афтершокового процесса.

Используя значения параметров  $q$ ,  $\lambda_a$ ,  $\lambda_b$  из (1), можно рассчитать времена  $t_1$  и  $t_2$ , такие, что при  $0 < t < t_1$  убывание количества афтершоков происходит линейно, при  $t_1 < t < t_2$  – по гиперболическому закону, а при  $t > t_2$  афтершоки убывают экспоненциально [16]. На примере синтетических афтершоковых последовательностей было показано [19], что параметр  $t_2$  несет информацию о фрактальности разломной зоны. При  $t_2 \rightarrow \infty$  имеет место гладкая разломная зона (smooth fault), при  $t_2 \rightarrow 0$  (быстрый переход к экспоненциальному убыванию количества афтершоков) – ребристо-зубчатая разломная (rough fault), при  $0 < t_2/T < 1$ , где  $T$  – время окончания афтершокового процесса, – разломная зона средней зубчатости (intermediate fault complexity).

Оценки параметров LPL-модели приведены в табл. 2. Средняя ошибка аппроксимации исходных данных не превышает 10%.

Афтершоковый процесс первого Рачинского землетрясения является быстро затухающим: через 39 суток после основного толчка ( $t_2$  в табл. 2) количество афтершоков стало убывать экспоненциально и через 46.5 суток, к моменту второго Рачинского землетрясения (табл. 1), афтершоки практически прекратились. Такие значения параметров возникают во фрактальных разломных зонах на молодых разломах, что согласуется со слабой предшествующей сейсмичностью в этом районе. Кроме того, разломная зона первого Рачинского землетрясения может характеризоваться как зона средней зубчатости. Данный результат соответствует выводам, полученным в работах [5, 6], о том, что разрыв в очаге развивался вдоль сложной поверхности.

<sup>3</sup>  $\gamma(s, x) = \int_0^x t^{s-1} e^{-t} dt.$

**Таблица 2. Оценки параметров LPL-модели (1)  
для афтершоковых последовательностей зоны Рачинского землетрясения**

Номер	Параметры
1	$A=62.7 \lambda_a=0.03 \lambda_b=6.66 q=1 t_1=0.02 t_2=39$
2	$A=6.5 \lambda_a=0.005 \lambda_b=9.97 \times 10^6 q=0.73 t_1=10^{-7} t_2=292$
3	$A=19.6 \lambda_a=0.002 \lambda_b=105.68 q=1, t_1=0.001 t_2=714.18$

Параметры LPL-модели афтершокового процесса первого и второго Рачинского землетрясений значительно отличаются. Интенсивность афтершокового процесса второго Рачинского землетрясения ( $q=0.73$ ) меньше, чем первого ( $q=1$ ), время начала гиперболического убывания афтершоков ( $t_1$ ) – на несколько порядков меньше, время же начала экспоненциального убывания ( $t_2$ ) – в 7.5 раз больше (табл. 2), несмотря на меньшую интенсивность и магнитуду основного толчка. Такая разница в значениях времен  $t_2$  указывает на изменение характера разрывной зоны вследствие первого Рачинского землетрясения. Афтершоковый процесс второго Рачинского землетрясения фактически проходил в качественно изменившейся обстановке – гладкой разломной зоне (в таких зонах афтершоковые серии характеризуются большей длительностью, чем в зонах со сложной геометрией [19]). Именно в изменении характера разрывной зоны и проявляется изменение сейсмического режима западной части Большого Кавказского хребта после первого Рачинского землетрясения.

Афтершоковые процессы второго Рачинского и Онийского землетрясений являются похожими (табл. 2). В обоих случаях зона является гладкой (smooth fault). Интенсивности этих процессов сравнить затруднительно из-за разницы в нижних порогах магнитуд ( $M_{\min}$ ). Для афтершоков второго Рачинского землетрясения  $M_{\min}=3$ , а для Онийского –  $M_{\min}=2$  (табл. 1). Увеличение значения  $M_{\min}$  до 3 для Онийского землетрясения приведет к такому сокращению числа рассматриваемых афтершоков (до 37), при котором оценка параметров модели станет недостоверной.

Основной результат – в отличие от афтершоков первого Рачинского землетрясения афтершоковые последовательности, произошедшие после него, имеют значительно большее время начала экспоненциального затухания и, следовательно, протекали в разломной зоне большей гладкости. Подобное изменение сейсмического режима землетрясением, близким к максимально возможному, также наблюдались в Алтае-Саянской складчатой области после Бусингольского землетрясения 27.12.1991 г. с  $MS=6.5$  [20].

### **Прогнозирование афтершоковых процессов**

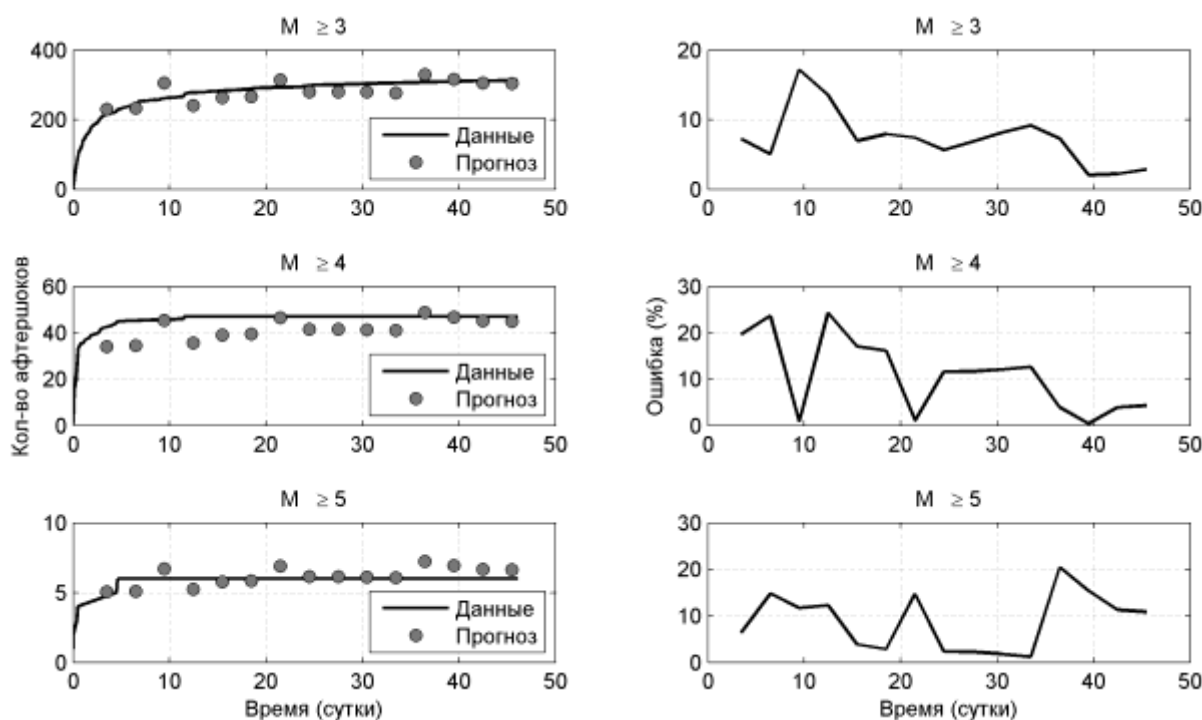
Прогнозирование выполнялось по следующей схеме. Оценивались параметры LPL-модели по фактическим данным на интервале ( $t_0, t$ ). Затем оценивалось количество афтершоков на интервале ( $t, 3t$ ) в различных диапазонах магнитуд по методике Ризенберга–Джонса [21]. Согласно методике, число афтершоков с магнитудой  $M \geq M_{\min}$ , произошедших к моменту времени  $t$ , задается соотношением:

$$N(t, M_{\min}) = 10^{-b(M - M_{\min})} \int_{t_0}^t n(t) dt, \quad (2)$$

где  $b=-0.83$  – наклон графика повторяемости для региона;  $n(t)$  – интенсивность афтершокового процесса по LPL-модели (1).

Ограниченный объем статьи не позволяет привести результаты прогнозирования для всех рассматриваемых афтершоковых последовательностей (табл. 1), поэтому ограничимся только первым Рачинским землетрясением 29.04.1991 г. (рис. 3). Для афтершоков с  $M \geq 3$  максимальное значение ошибки прогноза составляет 17%, средняя ошибка – 7%. Для афтершоков с  $M \geq 4$ : максимальная ошибка – 25.5%, средняя – 10%. Для афтершоков с  $M \geq 5$  максимальная ошибка – 20.5%, средняя – 9%. Наблюдается некоторое занижение прогнозного количества афтершоков с  $M \geq 4$  (рис. 3).





**Рис. 3. Прогноз афтершоковой активности первого Рачинского землетрясения в различных диапазонах магнитуд по данным за  $(t_0, t)$  на  $(t, 3t)$  суток после основного толчка с шагом одни сутки (левая колонка) и относительная ошибка прогноза (правая колонка)**

Таким образом, средняя ошибка прогноза по всем диапазонам магнитуд не превышает 10%, что является приемлемым для оперативного прогноза афтершоковой активности.

### Заключение

При помощи моделирования афтершоковой активности было установлено, что афтершоковый процесс Рачинского землетрясения 29.04.1999 г. с  $MS=6.9$  протекал в разломной зоне средней зубчатости, что согласуется с современными результатами исследования механизма очага основного толчка. Рачинское землетрясение изменило сейсмический режим региона, вследствие чего афтершоковые процессы последующих землетрясений 15.06.1991 г. с  $MS=6.2$  и 07.09.2009 г. с  $MS=5.8$  протекали в гладких разломных зонах.

Прогнозирование афтершокового процесса Рачинского землетрясения 29.04.1999 г. по методике Ризенберга–Джонса показало, что средняя ошибка прогноза по всем диапазонам магнитуд не превышает 10%, что является приемлемым для оперативного прогноза афтершоковой активности и указывает на высокую степень реализации прогноза.

Автор выражает благодарность к.ф.-м.н. И.П. Габсатаровой за подготовку каталогов сейсмичности Северного Кавказа, обсуждение и редактирование статьи.

**Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-00158).**

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Белоусов Т.П.** Рачинское землетрясение 1991 г. и его проявление в рельефе Большого Кавказа. – М.: Светоч Плюс, 2009. – 208 с.
2. **Арефьев С.С.** Эпицентральные сейсмологические исследования. – М.: Академкнига, 2003. – 376 с.
3. **Папалашвили В.Г., Варзанашивили О.Ш., Гочмачадзе С.А. и др.** Рача-Джавское землетрясение 29 апреля 1991 года // Землетрясения в СССР в 1991 году. – М.: Наука, 1997. – С. 18–25.

4. **Арефьев С.С., Плетнев К.Г., Татевосян Р.Э., Борисов Б.А. и др.** Рачинское землетрясение 1991 г.: результаты полевых сейсмологических наблюдений // Физика Земли. – 1993. – № 3. – С. 12–23.
5. **Тихоцкий С.А., Фокин И.В., Шур Д.Ю., Арефьев С.С.** Строение очаговой зоны Рачинского землетрясения 1991 г. по данным локальной сейсмической томографии с адаптивной параметризацией среды // Геофизические исследования. – 2011. – Т. 12, № 1. – С. 5–32.
6. **Fuenzalida H., Rivera L., Haessler H., Legrand D., et al.** Seismic source study of the Racha-Dzhava (Georgia) earthquake from aftershocks and broad-band teleseismic body-wave records: an example of active nappy tectonics // Geophys. J. Int. – 1997. – V. 130. – P. 29–46.
7. **Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.** Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. – М.: ГЕОС, 2002. – 225 с.
8. **Габсатарова И.П., Головкова Л.В., Селиванова Е.А.** Онийское землетрясение 6 февраля 2006 г. с  $M_S=5.0$ ,  $I_0=6$  (Грузия) // Землетрясения Северной Евразии, 2006 год. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 308–313.
9. **Землетрясения России в 2009 году.** – Обнинск: ГС РАН, 2011. – 208 с.
10. **Шенгелая Г.Ш., Папалашвили В.Г., Махарадзе Р.К., Аманаташвили Я.Т., Шенгелая И.С.** Первый каталог землетрясений Кавказа, составленный по программе «Гипоцентра-ГМ», и некоторые вопросы геодинамики эпицентральной зоны Рача-Имеретинского землетрясения / Под ред. д.ф.-м.н. Т.Л. Челидзе. – Тбилиси: Мецниереба, 1995. – С. 130.
11. **Арефьев С.С., Быкова В.В., Вакарчук Р.Н.** Модель очага землетрясения 7 сентября 2009 г. на Центральном Кавказе // Геофизические исследования. – 2011. – Т. 12, № 1. – С. 33–46.
12. **Молчан Г.М., Дмитриева О.Е.** Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // Вычислительная сейсмология. – 1991. – Вып. 24. – С. 19–50.
13. **Holschneider M., Narteau C., Shebalin P., Schorlemmer D.** Bayesian analysis of the modified Omori law // J. Geophys. Res. – 2012. – V. 117, N B06317.
14. **Utsu T.** A statistical study on the occurrence of aftershocks // Geophys. Magazine. – 1961. – V. 30. – P. 521–605.
15. **Kisslinger C.** The stretched exponential function as an alternative model for aftershock decay rate // J. Geophys. Res. – 1993. – V. 98, N B2. – P. 1913–1921.
16. **Narteau C., Shebalin P., Holschneider M.** Temporal limits of the power law aftershock decay rate // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107, N B12.
17. **Leonard T., Hsu J.S.J.** Bayesian methods, an analysis for statisticians and interdisciplinary researchers. – Cambridge: Univ. Press, 1999. – 335 p.
18. **Шебалин П.Н.** Афтершоки как индикаторы напряженного состояния в системе разломов // ДАН. – 2004. – Т. 398, № 2. – С. 249–254.
19. **Narteau C., Shebalin P., Hainzl S., Zöller G., Holschneider M.** Emergence of a band-limited power law in the aftershock decay rate of a slider-block model // Geophys. Res. Lett. – 2003. – V. 30, N 11. – P. 22-1–22-4.
20. **Баранов С.В., Герман В.И., Осеев В.Г.** Афтершоковый процесс Тувинского землетрясения 27.12.2011 года // Геофизические исследования. – 2013. – Т. 14, № 1. – С. 16–30.
21. **Reasenberг P.A., Jones L.M.** Earthquake hazard after a mainshock in California // Science. – 1989. – V. 242, N 4895. – P. 1173–1176.

# ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА РАЙОНОВ РАЗМЕЩЕНИЯ ОБЪЕКТОВ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АТОМНОЙ ЭНЕРГИИ РОССИИ

Е.Г. Бугаев, Л.М. Фихиева  
*Научно-технический центр по ядерной  
и радиационной безопасности, г. Москва*

**Аннотация.** Обсуждаются проблемы необходимости организации сейсмомониторинговых локальных сетей сейсмических станций (ЛССС) в районах действующих и строящихся АЭС и других объектов использования атомной энергии в условиях асейсмичности платформенных территорий.

**Abstract.** The paper covers problems related with organization of local networks of seismic monitoring stations for NPPs in operation or under construction areas as well as for other nuclear facilities within the conditions of platforms' aseismicity.

Сейсмический мониторинг (в дальнейшем – мониторинг) района размещения объектов использования атомной энергии (ОИАЭ) является неотъемлемой частью системы мониторингов ОИАЭ «объект – окружающая среда».

Опыт мониторинга ведет начало со времени проектирования, строительства и эксплуатации первых объектов ядерной энергетики. К настоящему времени для ОИАЭ накоплен значительный опыт проведения мониторинга, отработаны и согласованы элементы мониторинга.

Требования по организации и проведению, а также наиболее апробированные (консервативные) положения мониторинга закреплены в нормативных документах в области использования атомной энергии:

- НП-031-01. Нормы проектирования сейсмостойких атомных станций;
- НП-032-01. Размещение атомных станций. Основные критерии и требования по обеспечению безопасности;
- НП-050-03. Размещение ядерных установок ядерного топливного цикла. Основные критерии и требования по обеспечению безопасности;
- ПН АЭ Г-5.10-87. Основания реакторных отделений атомных станций;
- Пн АЭ-5.6. Нормы строительного проектирования АС с реакторами различного типа.

Действующая в Российской Федерации нормативная база мониторинга соответствует международному уровню, в частности рекомендациям МАГАТЭ.

Сейсмические колебания грунта на площадке зависят от следующих основных факторов:

- положения активных разломов и их параметров (длина, глубина заложения, направление движения, скорость движения);
- положения зон ВОЗ и их параметров (максимальная магнитуда, глубина очага, механизм очага, параметры сейсмического режима);
- удаления площадки от центра активного разлома или зоны ВОЗ;
- характеристики затухания интенсивности сейсмических волн и изменения спектрального состава колебаний на пути распространения колебаний от потенциального очага землетрясения до площадки;

– сейсмических характеристик грунтовых условий площадки (скорости распространения поперечных сейсмических волн, плотности и мощности слоев грунта, их коэффициентов демпфирования).

Сейсмические воздействия подразделяются на стандартные и локальные.

Стандартные воздействия (максимальные ускорения, кривые коэффициентов динамичности и соответствующие им синтезированные акселерограммы) определяются нормативно для различных типов грунтовых условий и масштабируются с учетом интенсивности или максимального ускорения колебаний грунта на площадке.

Локальные воздействия определяются с учетом конкретных сеймотектонических и грунтовых условий размещения площадки с использованием эмпирических, полуэмпирических и аналитических методов.

Для определения сейсмических воздействий допускается использовать любой из перечисленных ниже методов (подходов) или их комбинаций, которые можно объединить в три основные группы.

I – Методы, использующие записи сильных землетрясений максимального расчетного уровня, имевших место на площадке (подход 1), или имеющиеся аналоговые записи сильных землетрясений (подход 2).

II – Методы, основанные на моделях разлома:

– теоретический метод (подход 3);

– полуэмпирический метод (подход 4).

III – Методы, использующие стандартные спектры: методы синтеза (моделирования, генерации) расчетных акселерограмм и спектров действия с установленными оценками параметров движений грунта при расчетных воздействиях во временной или (и) спектральной форме (подход 5).

Сейсмические воздействия, в зависимости от степени изученности сеймотектонических и грунтовых условий площадки, могут быть определены любым из методов или несколькими методами одновременно: нормативным, эмпирическим, полуэмпирическим и аналитическим. Применимость каждого из использованных методов должна быть обоснована в приложениях к конкретной задаче. Должны быть получены наиболее вероятные значения параметров сейсмических воздействий и оценка их неопределенности.

В настоящее время в Российской Федерации для обеспечения сейсмостойкости обычно используется детерминистский (вернее – полувероятностный) и вероятностный подходы. При проведении сейсмостойкого проектирования с применением детерминистского подхода учитываются два уровня сейсмичности:

– уровень проектного землетрясения (ПЗ) – учитывается при сейсмических расчетах элементов атомных электрических станций (АЭС) II-й категории сейсмостойкости;

– уровень максимального расчетного землетрясения (МРЗ) – учитывается при сейсмических расчетах элементов АЭС I-й категории сейсмостойкости.

Все остальные сооружения и элементы АЭС III-й категории сейсмостойкости рассчитываются в соответствии с общепринятыми нормами.

Уровни ПЗ и МРЗ предварительно оцениваются по картам обзорного сейсмического районирования и в дальнейшем уточняются по результатам специальных сейсмологических исследований для АЭС.

В Российской Федерации АЭС расположены в основном на территории Восточно-Европейской платформы, в пределах которой наблюдаются сотни землетрясений с магнитудой  $M \leq 3.0$ .

Естественно, что в асейсмичных и слабосейсмичных районах отсутствует достаточно плотная и долговременная сеть высокочувствительных сейсмических станций. Поэтому здесь сейсмический режим на уровне слабых мелкофокусных и микроземлетрясений практически не изучен. Есть только краткосрочные локальные сейсмологические наблюдения, да и то в очень небольших объемах.

Вследствие этого сегодня нельзя аргументированно ответить на вопросы регионального плана: каково распределение очагов слабых мелкофокусных землетрясений по площади и по глубине в асейсмичных районах; какова их геологическая и тектоническая приуроченность; как и в какой мере отражаются в асейсмичных районах 20-летние циклы активности и затишья, характерные для сейсмических зон, и т.д. На первый взгляд, с точки зрения теории жестких плит цикличность должна в какой-то степени проявляться и в асейсмичных внутриплитовых областях.

Но не это главное. Главное – по имеющимся данным ясно, что сейсмичность асейсмичных районов далеко не однородна. Более того, в ряде мест могут быть и происходят ощутимые землетрясения, плейстосейстовая область которых невелика из-за сравнительно небольшой магнитуды и малой глубины очага (до 10 км) [1]. Если эпицентр такого землетрясения окажется в малонаселенном или вовсе ненаселенном районе (обширные поля и леса), то это событие не будет зафиксировано.

В связи с развитием и применением методов оценки сейсмического риска, использующих полную сейсмическую информацию о частоте и интенсивности сейсмических событий в районах размещения АЭС, встала задача:

- создания баз данных о сейсмических событиях;
- оценки параметров сейсмических колебаний грунта;
- сбора информации о последствиях мелкофокусных землетрясений.

К настоящему времени накоплен материал по макросейсмике и инструментальным наблюдениям. Он еще недостаточен, что и определяет необходимость организации мониторинговых локальных сетей сейсмических станций (ЛССС) в районах действующих и строящихся АЭС в условиях асейсмичности. Опыт подобных наблюдений в районах Калининской, Нововоронежской АЭС и др. дает возможность определить требования к условиям установки сейсмических станций по уровню микросейсмического шума, оптимальности с точки зрения регистрации мелкофокусных и микроземлетрясений к параметрам регистрирующей аппаратуры, степени автоматизации регистрирующего комплекса и обработки результатов наблюдений [1, 2].

Для того чтобы определить четыре основных параметра сейсмического источника (три координаты гипоцентра в пространстве и момент возникновения выброса энергии), требуется не менее четырех уравнений-сейсмограмм. Поэтому минимальное количество станций в сети равно четырем [1].

Хорошее качество контроля будет достигаться внутри многоугольника, образованного станциями. Увеличивая расстояние между станциями, можно до известного предела увеличивать контролируемую площадь. Однако точность определения параметров сейсмических источников быстро падает с увеличением расстояния между пунктами наблюдения. При прочих равных условиях оптимальное количество станций равно семи. При этом одна станция выставляется в центре и шесть – по периметру контролируемой территории.

В средних условиях локальная сеть из семи станций на площади около 1000 км<sup>2</sup> без пропусков регистрирует землетрясения с энергетическим классом  $K \geq 4$ , а на прилегающей территории общей площадью 5000 км<sup>2</sup> – примерно с  $K \geq 5$ .

Среднюю форму спектра природных микросейсм в смещениях (нанометры), построенного с помощью октавных фильтров, можно описать эмпирической формулой Ф.Ф. Аптикаева:

$$\lg A(T) = \lg A_1 + 1.8 \lg T + 2.7(\lg T)^2,$$

где  $A_1$  – уровень микросейсм на периоде  $T=1$  с.

Преобладающая частота в спектрах скорости для землетрясений с  $M=1$  составляет 10–15 Гц, а для землетрясений с  $M=4$  – 2.5–4.0 Гц. Для ускорений частота повышается в среднем в 2.5 раза.

Погрешность определения координат сейсмического источника можно оценить по эмпирической формуле Ф.Ф. Антикаева:

$$\lg \sigma_R, \text{ км} = 0.62 \lg l + C,$$

где  $l$  – среднее расстояние между шестью ближайшими к эпицентру станциями в км;  
 $C$  – константа, равная:

$C=0.03$  в неизученных районах, где приходится пользоваться стандартным годографом (IASPEI-91, Джеффриса–Буллена и др.);

$C=0.56$  при использовании локальных годографов;

$C=0.86$  в предельном случае при использовании локальных годографов, а также станционных поправок.

В последние годы появились публикации, в том числе [1–3], в которых указывается на необходимость анализа мелкофокусных землетрясений. «Точечность» или «локальность» воздействий мелкофокусных землетрясений малых магнитуд могут объяснить их тяжелые последствия для окружающей среды. В частности, землетрясение в Ташкенте в 1964 г. стало разрушительным по причине расположения очага землетрясения на глубине 5–10 км под центром города.

### **Выводы**

1. Мониторинг является неотъемлемой частью системы мониторинга «ОИАЭ – окружающая среда» и может разрабатываться вместе с другими подсистемами (контроль атмосферы, поверхностной гидросферы и т.д.).

2. Организация мониторинга является частью полной программы обеспечения безопасности ОИАЭ в ходе его сооружения, эксплуатации и ликвидации.

3. Мониторинг осуществляется в определенной последовательности, начиная с разработки базы данных и кончая прогнозированием.

4. Мониторинг обеспечивает раннее предупреждение чрезвычайных ситуаций и своевременное принятие мер для их устранения в системе «основание–фундамент» ОИАЭ.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. *Калиберда И.В., Антикаев Ф.Ф., Лавров И.М., Фихиева Л.М.* Сейсмомониторинг слабо-сейсмичных районов размещения АЭС в России (состояние вопроса, перспективы) // Фундаментальные и прикладные проблемы мониторинга и прогноза стихийных бедствий. Материалы Международного научно-технического семинара. Ч. II. – Севастополь–Киев, 1999. – С. 64–68.
2. *Bugaev E.G., Benedik A.L., Fikhieva L.M.* Evaluation of geodynamic conditions and seismic monitoring at low seismic activity areas of nuclear power stations sites in Russia // Third world mining environment congress. Congress Proceedings. V. 1. – Moscow, 1999. – P. 259–272.
3. *Kaliberda I.V., Fikhieva L.M., Nikolayev A.V., Kapustyan N.K.* Geodynamic monitoring of technogenic effects case study of Leningradskaya nuclear power station site // Third world mining environment congress. Congress Proceedings. V. 1. – Moscow, 1999. – P. 230–239.

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕНЗОРА МОМЕНТА В ПРИБЛИЖЕНИИ ДВОЙНОГО ДИПОЛЯ (ПЛОСКАЯ ПОДВИЖКА) ДЛЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СОБЫТИЙ

<sup>1</sup>Б.Г. Букчин, <sup>2</sup>А.И. Серёдкина

<sup>1</sup>*Институт теории прогноза землетрясений  
и математической геофизики РАН, г. Москва,*  
<sup>2</sup>*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

**Аннотация.** Рассмотрена возможность использования для изучения региональных событий методов определения очаговых параметров, разработанных ранее для изучения сильных землетрясений. Представлены оценки параметров очагов Прибайкальских землетрясений 19 января 2004 г. ( $M_w=4.7$ ) и 27 августа 2007 г. ( $M_w=4.4$ ). Полученные результаты не противоречат режимам сейсмотектонического деформирования земной коры и отражают характер современных тектонических движений рассматриваемых районов.

**Abstract.** We discuss the possibility of application for regional events study of the methods for determination of source parameters developed previously for strong earthquakes study. The estimates of source parameters obtained for Pribaikalie earthquakes January 19, 2004 ( $M_w=4.7$ ) and August 27, 2007 ( $M_w=4.4$ ) are presented. The results fit with the modes of seismotectonic deformation of the crust and reflect the character of the modern tectonic movements of regions under consideration.

Как и при изучении сильных землетрясений [1, 2], мы определяем тензор момента региональных землетрясений из совместного анализа амплитудных спектров поверхностных волн и знаков первых вступлений, но при этом не включаем в рассмотрение их фазовые спектры, поскольку на рассматриваемых периодах скорости поверхностных волн в реальной Земле не известны с достаточной точностью. Выбор спектрального диапазона анализируемых поверхностных волн определяется двумя требованиями: периоды волн должны существенно превышать время действия источника; длины волн должны быть значительно короче эпицентральных расстояний регистрирующих станций.

Как известно, фокальный механизм не может быть однозначно определен из амплитудных спектров поверхностных волн. Для каждого двойного диполя существует три эквивалентных ему диполя, излучающих поверхностные волны с тем же амплитудным спектром. Эти четыре эквивалентных решения представляют две пары механизмов, повернутых относительно друг друга вокруг вертикальной оси на  $180^\circ$  и в каждой паре отличающиеся друг от друга противоположным направлением подвижки. Для выбора одного из четырех фокальных механизмов необходимы дополнительные наблюдения. Для этой цели мы используем полярности  $P$ -волн – знаки первых вступлений.

Описывая источник в приближении тензора момента, мы рассматриваем мгновенную точечную сдвиговую дислокацию (двойной диполь) на глубине  $h$ . Такой источник задается пятью параметрами: его глубиной, фокальным механизмом, определяемым тремя углами (простираения, падения и подвижки) или двумя единичными векторами (главной осью растяжения  $T$  и главной осью сжатия  $P$ ) и сейсмическим моментом  $M_0$ . Четыре первых параметра мы определяем прямым перебором их возможных значений на сетке в параметрическом пространстве, а пятый параметр  $M_0$  – минимизируя отличия (невязку) наблюдаемых спектров от их теоретических значений для каждой текущей комбинации значений остальных параметров. Значения параметров, минимизирующих невязку, мы рассматриваем как оценки этих параметров.

Для оценки степени разрешения каждого из этих параметров мы строим частные функции невязки. Фиксируя значение одного из варьируемых параметров, мы ставим ему в соответствие минимальное значение невязки при всех возможных комбинациях значений остальных параметров. Таким образом, мы определяем одну функцию скалярного аргумента и две функции векторного аргумента, соответствующие одному скалярному и двум векторным варьируемым параметрам:  $\varepsilon_h(h)$ ,  $\varepsilon_T(T)$  и  $\varepsilon_P(P)$ . Значение параметра, при котором соответствующая функция невязки достигает минимального значения, мы определяем как оценку данного параметра. В то же время каждая из этих функций характеризует степень разрешения соответствующей характеристики источника. Подробное описание метода приведено в [2], здесь же мы приводим результаты его приложений.

### **1. Землетрясение 27 августа 2007 года**

Землетрясение 27 августа 2007 г. ( $10^{\text{h}}09^{\text{m}}$ ), произошедшее в Северном Прибайкалье (Баргузинский хребет, верховья реки Томпуда), является сильным афтершоком Томпудинского землетрясения 4 июля 2007 года. Предшествующие исследования сейсмических активизаций [3], а также геологические и геофизические данные [4, 5] свидетельствуют о повышенной структурной неоднородности земной коры этого района. Отдельный блок земной коры, в пределах которого находится эпицентр рассматриваемого сейсмического события, ограничен со всех сторон разноориентированными разломами, в основном невысокого ранга. Результаты расчетов сейсмотектонических деформаций литосферы показывают, что данный район характеризуется режимом субгоризонтального северо-западного растяжения.

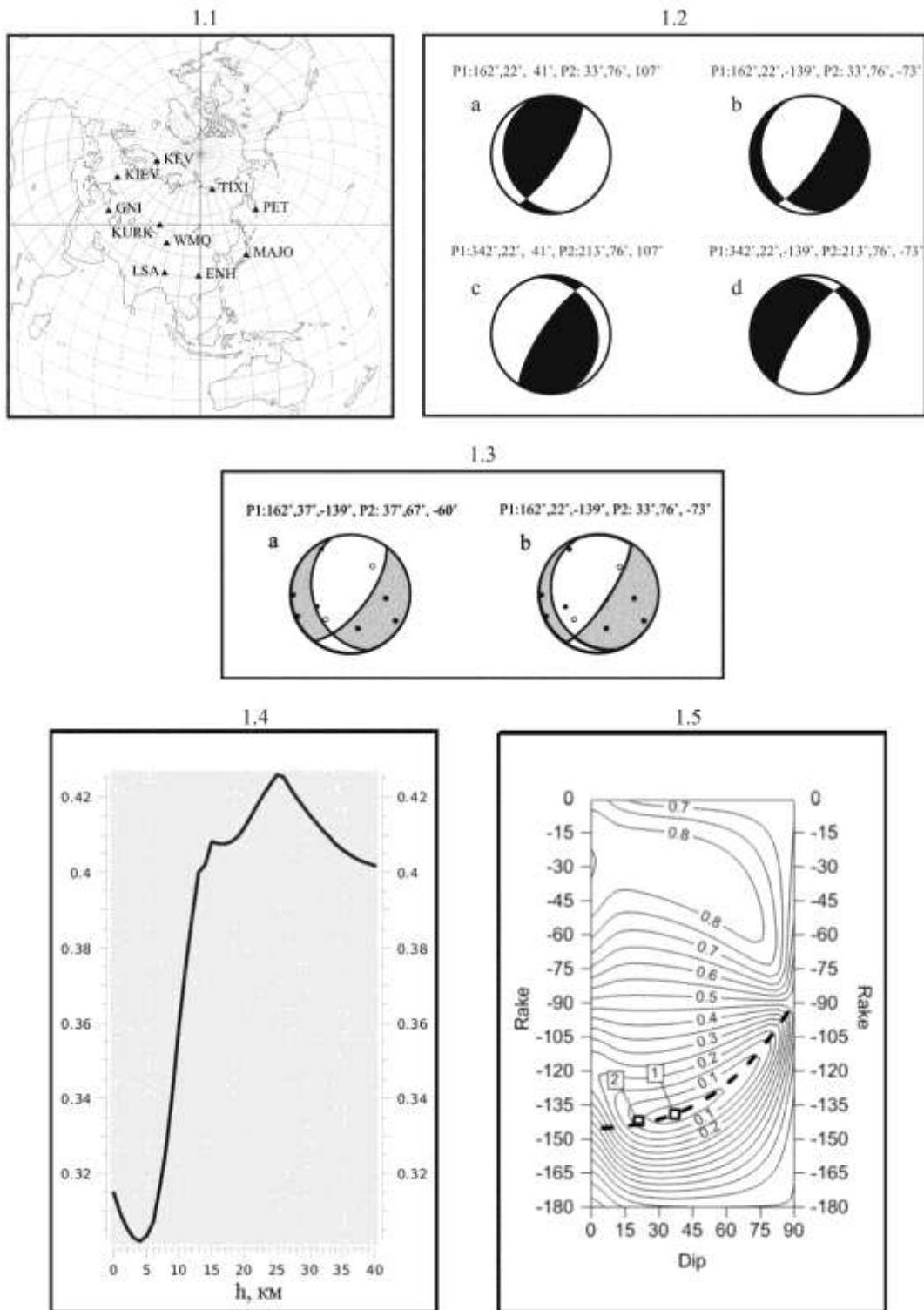
Параметры землетрясения определялись из анализа амплитудных спектров основных мод волн Лява и Релея в диапазоне периодов от 30 до 60 с и знаков первых вступлений. Поверхностные волны выделялись на записях программой спектрально-временного анализа. Полученные оценки очаговых параметров приведены на рис. 1. Оценка глубины на рис. 1.4 равна 4 км. Сейсмический момент для решения 1.3а равен  $0.55 \cdot 10^{16} \text{ Нм}$ , а для решения 1.3b он равен  $0.84 \cdot 10^{16} \text{ Нм}$ , что соответствует значениям магнитуды  $M_w=4.4$  и  $M_w=4.5$  соответственно. Следует решить, какой из этих двойных диполей следует выбрать в качестве оптимального. Решение 1.3b согласовано со знаками первых вступлений существенно хуже, чем решение 1.3а. В то же время невязки амплитудных спектров излучаемых ими поверхностных волн отличаются не более чем на 1%. Заметим, что глубина источника этого землетрясения мала, по сравнению с длиной излучаемых волн. В такой ситуации возникает неоднозначность определения тензора момента [6, 7]. Решения 1.3а и 1.3b излучают очень близкие поля поверхностных волн, но при этом первое из них хорошо согласовано с наблюдаемыми знаками первых вступлений. Именно его мы и выбираем в качестве оптимального двойного диполя.

### **2. Тулгутунурское землетрясение 19 января 2004 года**

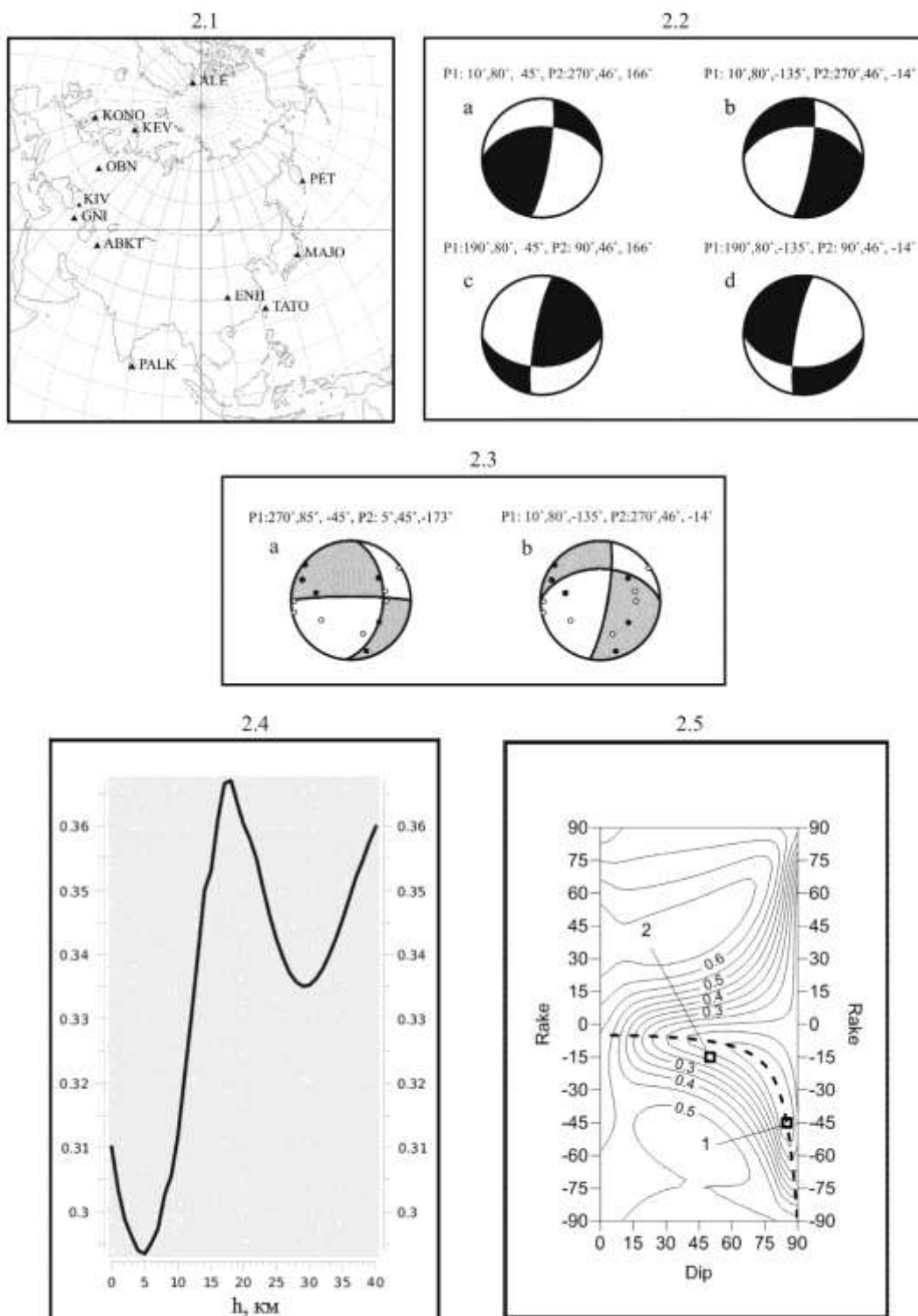
Тулгутунурское землетрясение произошло 19 января 2004 г. в  $23^{\text{h}}50^{\text{m}}$  в пределах Окинского плоскогорья вблизи группы озер Тулгуту-Нур и сопровождалось немногочисленными слабыми афтершоками. Данная территория в неотектонический этап развития характеризуется общим сводовым поднятием и межгорным приразломным впадинообразованием [8]. Для рассматриваемого района можно отметить многообразие типов фокальных механизмов, что также проявляется в очагах сильных толчков [9]. Деформационные характеристики земной коры, рассчитанные по данным о фокальных механизмах, показывают, что в этом районе доминирует сдвиг с устойчивым горизонтальным северо-восточным сжатием [10].

Параметры землетрясения определялись из анализа амплитудных спектров основных мод волн Лява и Релея в диапазоне периодов от 30 до 55 с и знаков первых вступлений. Поверхностные волны выделялись на записях программой спектрально-временного анализа. Полученные оценки очаговых параметров приведены на рис. 2.





**Рис. 1.** Результаты определения очаговых параметров землетрясения 27.08.2007 г.: 1.1 – распределение сейсмических станций; 1.2 – четыре эквивалентных решения, полученные инверсией амплитудных спектров поверхностных волн; 1.3 – решение (а), полученное совместной инверсией амплитудных спектров поверхностных волн и знаков первых вступлений, и решение (б) – то же, что и решение (б) на рис. 1.2 (оба решения показаны с наблюдаемыми знаками первых вступлений); 1.4 – функция невязки для глубины источника; 1.5 – карта изолиний функции невязки поверхностно-волновых амплитудных спектров (для периода 40 с и  $h=4$  км) относительно излучения, соответствующего решению 1.3а. 1 и 2 – соответственно, решения 1.3а и 1.3б. Пунктирной линией показаны двойные диполи, эквивалентные решению 1.3а



**Рис. 2.** Результаты определения очаговых параметров землетрясения 19.01.2004 г. Смысл всех иллюстраций и обозначения – те же, что и для землетрясения 27.08.2007 г. на рис. 1. Карта на рис. 2.5 рассчитана для глубины 5 км и периода 40 с

Оценка глубины на рис. 2.4 равна 5 км. Сейсмический момент для решения 2.3a равен  $0.15 \cdot 10^{17}$  Нм, а для решения 2.3b он равен  $0.14 \cdot 10^{17}$  Нм. Оба эти значения сейсмического момента соответствуют значению магнитуды  $M_w=4.7$ . Как и в предыдущем случае, необходимо решить, какой из этих двойных диполей следует выбрать в качестве оптимального.

Решение 2.3b согласовано со знаками первых вступлений значительно хуже, чем решение 2.3a. В то же время невязки амплитудных спектров излучаемых ими поверхностных волн отличаются не более чем на 1.7%. Глубина источника этого землетрясения также мала, по сравнению с длиной излучаемых волн. В такой ситуации решения 2.3a и 2.3b излучают очень близкие поля поверхностных волн, но при этом первое из них хорошо согласовано с наблюдаемыми знаками первых вступлений. Именно его мы и выбираем в качестве оптимального двойного диполя.

В заключение отметим, что фокальные механизмы, полученные для рассмотренных землетрясений, не противоречат режимам сейсмотектонического деформирования земной коры и отражают характер современных тектонических движений в рассматриваемых районах.

**Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 11-05-00837).**

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Букчин Б.Г., Клеведэ Э.** Изучение сильнейших современных землетрясений с помощью анализа длиннопериодных поверхностных волн // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 53–57.
2. **Lasserre C., Bukchin B., Bernard P., Tapponnier P., Gaudemer Y., Mostinsky A., Rong D.** Source parameters and tectonic origin of the June 1st, 1996 Tianzhu ( $M_w=5.2$ ) and July 21st, 1995 Yongden ( $M_w=5.6$ ) earthquakes, near Haiyuan fault (Gansu, China) // *Geophys. J. International.* – 2001. – V. 144. – P. 206–220.
3. **Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Я.Б., Очковская М.Г., Середкина А.И.** Акуликанские землетрясения 4 декабря 2006 г. с  $M_w=5.2$ ,  $I_0=7$  и 11 декабря 2006 г. с  $M_w=4.9$ ,  $I_0=7$  (Прибайкалье) // *Землетрясения Северной Евразии, 2006 год.* – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 428–442.
4. **Шерман С.И., Черемных А.В., Адамович А.Н.** Разломно-блоковая делимость литосферы: закономерности структурной организации и тектонической активности // *Геодинамика и эволюция Земли. Материалы к научной конференции РФФИ.* – Новосибирск, 1996. – С. 74–77.
5. **Suvorov V.D., Mishenkina Z.M., Petrick G.V., Sheludko V.F., Seleznev V.S., Solovyov V.M.** Structure of the crust in the Baikal rift zone and adjacent areas from Deep Seismic Sounding data // *Tectonophysics.* – 2002. – V. 351. – P. 61–74.
6. **Букчин Б.Г.** Особенности излучения поверхностных волн мелкофокусным источником // *Физика Земли.* – 2006. – № 8. – С. 88–93.
7. **Bukchin B., Clévéde E., Mostinskiy A.** Uncertainty of moment tensor determination from surface wave analysis in case of shallow earthquake // *J. of Seismology.* – 2010. – V. 14, N 3. – P. 601–614.
8. **Сейсмотектоника и сейсмичность Прихубсугулья** / Под ред. Н.А. Логачева. – Новосибирск: Наука, 1993. – 184 с.
9. **Радзиминович Я.Б., Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.** Тулгутунурское землетрясение 19 января 2004 г. с  $MPSP=4.8$ ,  $K_p=13.0$ ,  $I_0=6$  (Прибайкалье) // *Землетрясения Северной Евразии, 2004 год.* – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 272–280.
10. **Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.** Параметры сейсмотектонических деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным // *ДАН.* – 2007. – Т. 416, № 4. – С. 543–545.

# НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ СОВРЕМЕННОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

В.Ю. Бурмин

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва*

**Аннотация.** Рассматриваются некоторые закономерности глобальной сейсмичности на основе каталога NEIC за период с 1973 по 2012 год. Выбор именно этих данных обусловлен тем, что, как показало сравнение, каталог NEIC за этот период является, по-видимому, наиболее полным, и поэтому позволяет достаточно корректно делать выводы относительно различных аспектов сейсмичности земного шара. Всего каталог за указанный период содержит около 157000 событий с магнитудой больше 4.5.

**Abstract.** Certain patterns of global seismicity on the basis of the catalog NEIC for the period from 1973 to 2012 is considered. The choice of these data due to the fact that, as shown by a comparison, the catalog NEIC during this period is probably the most complete and therefore allows one to draw conclusions correctly on various aspects of the seismicity of the globe. Total catalog for the period contains about 157.000 events with a magnitude of more than 4.5.

## Введение

Анализ глобальной сейсмичности в значительной степени облегчает понимание геодинамических процессов, происходящих в недрах Земли. К настоящему времени опубликовано множество работ, посвященных различным аспектам сейсмичности, как глобальной, так и региональной. Наиболее популярными аспектами этой темы являются связь сейсмичности с солнечной активностью [1, 2]; зависимость глобальной сейсмичности от положения небесных тел, и в частности луны [3, 4]; годовая и сезонная периодичность глобальной и локальной сейсмичности [5–10] и другие аспекты, например [11]. Изучение сейсмичности в этих работах в большей степени преследует прогностические цели и в меньшей – геодинамические.

В данной статье рассмотрены четыре аспекта глобальной сейсмичности – изменение графика повторяемости со временем, распределение землетрясений с глубиной, годовая и сезонная цикличности для четырех диапазонов глубин: ( $h \leq 40$ ,  $40 < h \leq 300$ ,  $300 < h \leq 450$ ,  $450 < h \leq 700$  км).

## График повторяемости землетрясений для землетрясений всей Земли

Рассмотрим график повторяемости землетрясений для всей Земли. Закон повторяемости Гутенберга–Рихтера в прямолинейной форме записывается в виде [12]:

$$\lg N = a - bm, \quad (1)$$

где  $N$  – число землетрясений, произошедших за определенный промежуток времени в некотором регионе, магнитуды которых лежат в интервале  $[m - \Delta m, m + \Delta m]$ ;  $a$  и  $b$  – параметры закона (графика) повторяемости.

Как показывает анализ графика повторяемости землетрясений для всей Земли, построенный по данным каталога NEIC (рис. 1), представительными являются события с магнитудой 5.0 и больше. Таким образом, мировая сеть регистрирует без пропусков события с  $M > 5.0$ . В связи с этим дальнейший анализ проводился для событий с  $M > 5.0$  (это около 157000 событий). Начиная с магнитуды 5.0, график приобретает практически линейную форму, с небольшим заваливанием вниз, начиная с магнитуды 8.0.

Заваливание графика повторяемости в области больших значений магнитуд связано с тем, что интервал времени 40 лет не является представительным для магнитуд больше 8. Наклон графика повторяемости  $b$  представляет собой параметр самоподобия сейсмического процесса в рассматриваемом регионе и равняется в данном случае 0.98, а свободный член  $a$  характеризует уровень сейсмичности региона. Для всей Земли, как это следует из графика на рис. 1,  $a=7.47$ .

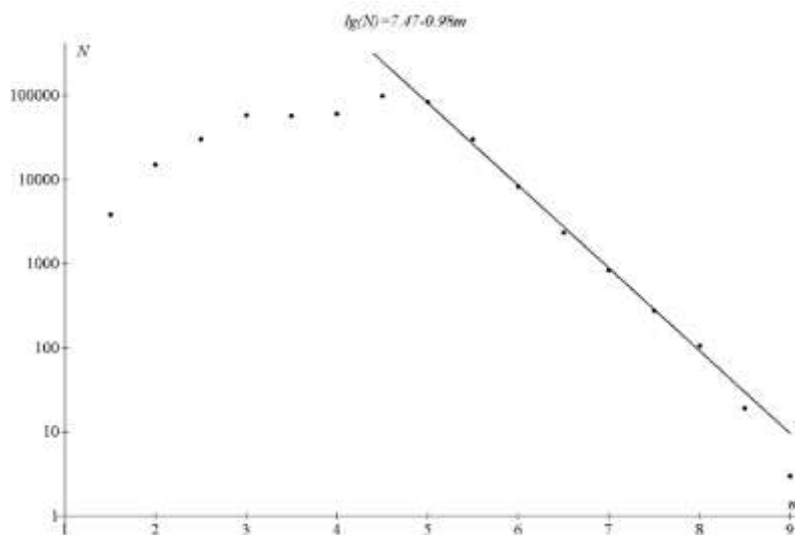


Рис. 1. График повторяемости землетрясений с 1973 по 2012 г.

Нетрудно убедиться в том, что энергетический вклад слабых землетрясений ( $M < 5.0$ ) в глобальную сейсмичность весьма незначителен. Связь между магнитудой  $M$  и энергией  $E$  (в эргах) сейсмических волн, высвобождаемой при землетрясении, дается формулой Гутенберга–Рихтера [13]:

$$\lg E = 9.4 + 2.14m - 0.054m^2. \quad (2)$$

Средняя энергия землетрясений в интервале магнитуд  $[m_i + \Delta m]$  равна  $N_i E_i$ . Сложим выражения (1) и (2), получим:

$$\lg N_i + \lg E_i = \lg(N_i E_i) = 19.25 + 1.1m_i - 0.054m_i^2,$$

$$\text{или } N_i E_i = 10^{19.25 + 1.1m_i - 0.054m_i^2}.$$

Просуммируем последнее выражение по всем интервалам магнитуд, тогда будем иметь:

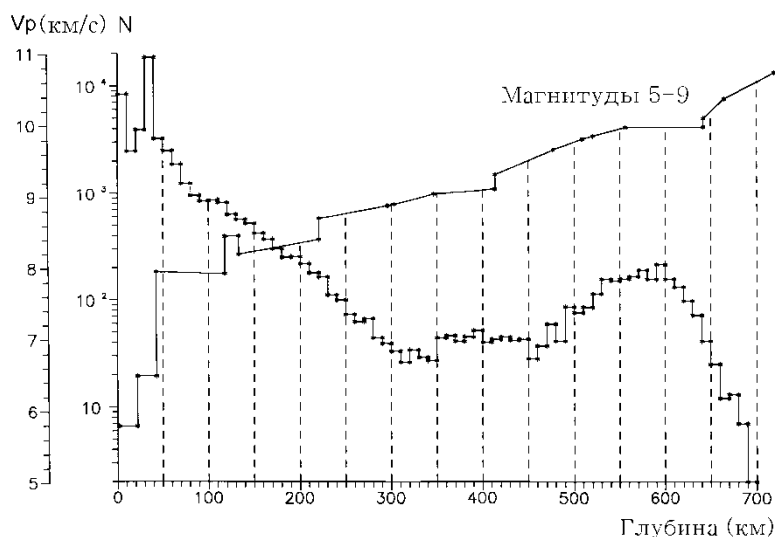
$$S = \sum_{i=n_{\min}}^{i=n_{\max}} 10^{19.25 + 1.1m_i - 0.054m_i^2}, \quad (3)$$

где  $n_{\min}$  и  $n_{\max}$  соответствуют минимальному и максимальному значению магнитуды. Очевидно,  $m_{\max}$  не превосходит 9.0. В качестве  $m_{\min}$  можно взять произвольную малую величину. Опыт показывает, что линейный характер выражения (1) сохраняется для достаточно малых значений магнитуд порядка  $-3.0$  [14]. Вычисления по формуле (3) показали, что доля энергии слабых землетрясений не превосходит 0.333%, а общая выделенная сейсмическая энергия за период с 1973 по 2012 г. составила около  $10^{25}$  эрг.

### Распределение землетрясений по глубинам

Посмотрим, как распределяются очаги землетрясений по глубинам. Наряду с графиками изменения числа землетрясений для землетрясений с разными магнитудами были построены графики изменения высвобождаемой сейсмической энергии.

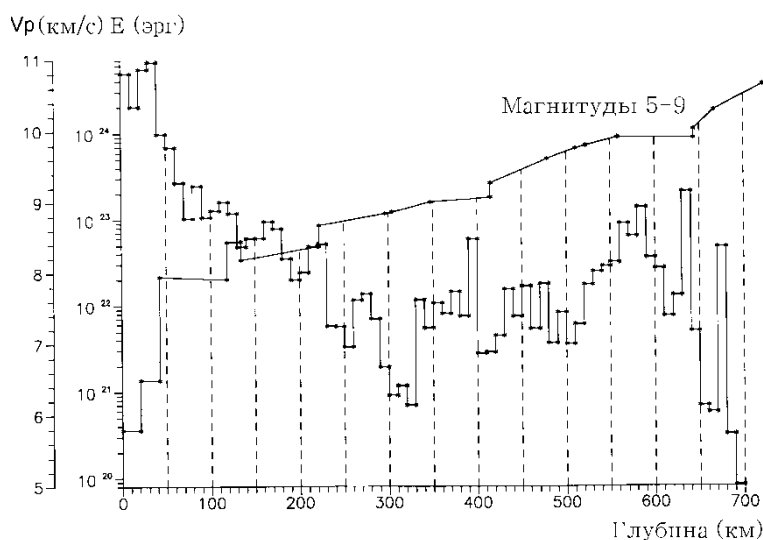
На рис. 2 а представлена скоростная кривая продольных волн для верхней и средней мантии [15] и показано распределение числа землетрясений по глубинам.



**Рис. 2 а. Распределение числа землетрясений по глубинам**

Из графика на рис. 2 а хорошо видно, что подавляющее число землетрясений происходит в земной коре на глубинах 0–10 и 30–40 км. Затем идет монотонное спадание числа землетрясений с глубиной, вплоть до глубин 300 км. В интервале глубин 300–450 км число землетрясений остается примерно постоянным, затем идет увеличение числа землетрясений до глубин 600 км. После 600 км идет резкий спад сейсмичности по числу землетрясений.

Иную картину можно увидеть на рис. 2 б. На рис 2 б представлено распределение высвободившейся сейсмической энергии на разных глубинах. На этом рисунке кривая распределения не такая плавная, как на рис. 2 а. Особенно заметны всплески сейсмической энергии на глубинах 220, 270, 400, 640 и 670 км, т.е. там, где всплески на графике распределения числа землетрясений по глубине отсутствуют.

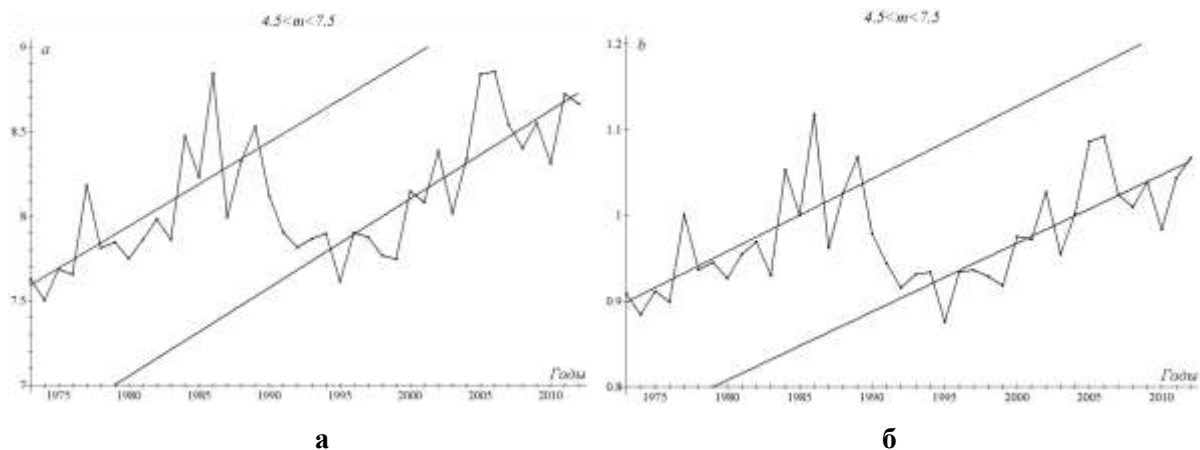


**Рис. 2 б. Распределение сейсмической энергии землетрясений по глубинам**

### Годовая зависимость глобальной сейсмичности

Свободный член  $a$  в уравнении (1) характеризует уровень сейсмичности изучаемого региона за заданный период времени, а коэффициент  $b$  является параметром самоподобия сейсмического режима региона.

Для изучения годовой зависимости глобальной сейсмичности был построен график изменения параметра  $a$  от года к году. Этот график представлен на рис. 3 а. Отрезки прямых линий на рисунке аппроксимируют изменение параметра  $a$  за периоды с 1973 по 1989 и с 1991 по 2012 гг.



**Рис. 3.** Изменение параметра *a* (а) и параметра *b* (б) графика повторяемости от года к году за период с 1973 по 2012 г.

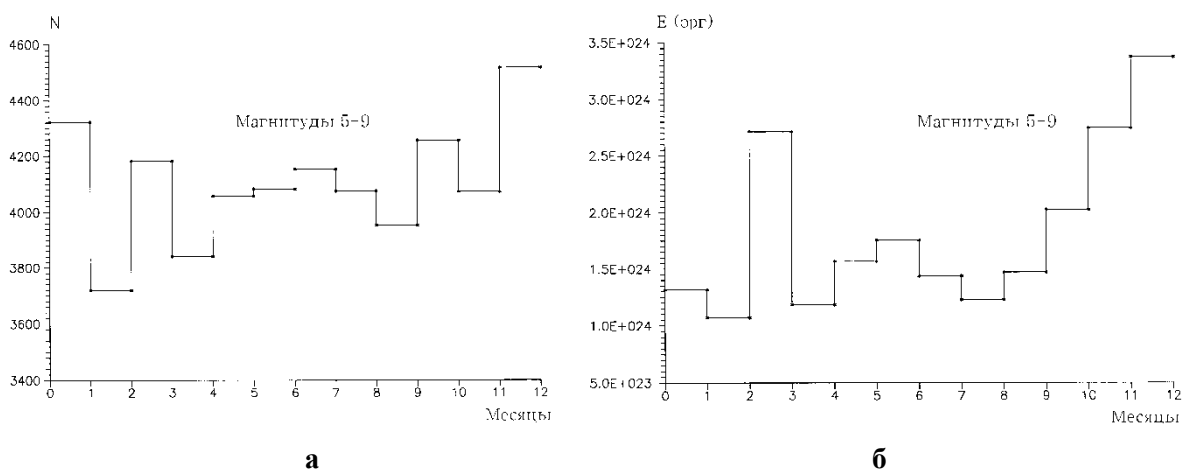
Как видно из рис. 3 а, в течение периода 1973–1989 гг. параметр *a* и, следовательно, глобальная сейсмичность имели тенденцию к возрастанию. С 1989 по 1992 г. уровень сейсмичности резко падает, а, начиная с 1992 г., также имеет тенденцию к возрастанию от года к году.

Изменение коэффициента *b* представлено на рис. 3 б. Как видно из рисунка, *b* меняется синхронно с параметром *a*.

Заметим, что в [9] также отмечается увеличение сейсмичности, начиная с 1994 года.

#### **Сезонная зависимость глобальной сейсмичности**

Зависимость сейсмической активности от времени года также представляет собой интересную картину. Из графика распределения числа коровых землетрясений в зависимости от месяца года за период с 1973 по 2012 г. хорошо видно (рис. 4 а), что максимум интенсивности приходится на 12 месяц, т.е. декабрь. Достаточно интенсивными оказываются также январь, март и октябрь. Сейсмичность в летние месяцы несколько ниже и она имеет более ровный характер. Как отмечалось выше, сезонная зависимость для отдельных районов Тихоокеанского региона изучалась в [7]. В ней для большинства районов также отмечается увеличение числа землетрясений в декабре месяце.



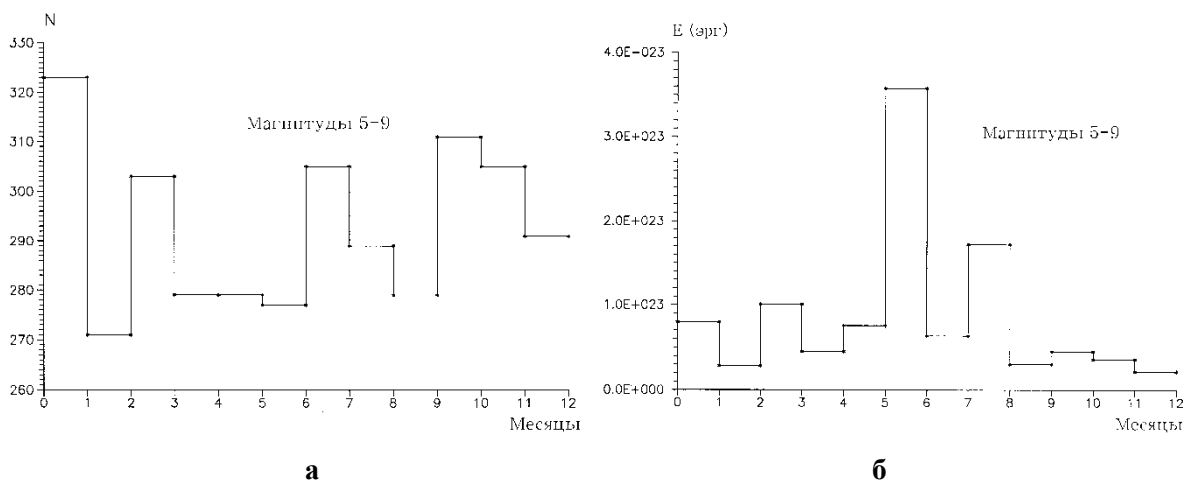
**Рис. 4.** Графики распределения числа коровых землетрясений (а) и высвобожденной сейсмической энергии неглубоких землетрясений (б) по месяцам года за период с 1973 по 2012 г.

Однако если посмотреть на график зависимости высвобожженной сейсмической энергии неглубоких землетрясений в зависимости от месяцев года (рис. 4 б), то можно заметить, что, начиная с октября месяца, идет монотонное нарастание высвободившейся энергии, которое достигает своего максимума в декабре месяце. Интересно, что и в марте месяце также наблюдается значительный максимум высвобождения сейсмической энергии. В январе, против предыдущего графика, интенсивность землетрясений значительно ниже. Возможно, это объясняется тем, что в январе имеет место афтершоковая сейсмичность после декабря.

Характерно, что декабрьский максимум совпадает с минимумом расстояния от Земли до Солнца при ее движении по эклипке. Очевидно, увеличение сейсмичности связано с увеличением приливных сил, действующих на Землю со стороны Солнца.

Обращает на себя внимание максимум высвободившейся сейсмической энергии в июне месяце (рис. 4 б). По-видимому, локальный максимум в июле месяце на графике рис. 4 а также соответствует афтершоковой активности, последовавшей за основными событиями в июне.

Иной характер сезонной сейсмичности имеют глубокие землетрясения. На рис. 5 а представлен график распределения числа глубоких землетрясений в диапазоне магнитуд 5–9 от месяцев года. Мы видим, что максимум числа землетрясений приходится на январь месяц. Кроме этого месяца, имеют место максимумы в марте, июле и октябре. В то же время распределение высвободившейся сейсмической энергии (рис. 5 б) показывает, что максимальная энергия глубоких землетрясений приходится на июнь месяц, то есть во время максимального удаления Земли от Солнца.



**Рис. 5. График распределения числа глубоких землетрясений (а) и высвободившейся сейсмической энергии (б) в диапазоне магнитуд 5–9 по месяцам года за период с 1973 по 2012 г.**

По-видимому, июльский максимум на графике рис. 5 а, как и для коровых землетрясений, связан с афтершоками. Существенной особенностью этого распределения является то, что в декабре месяце выделяется меньше всего сейсмической энергии глубоких землетрясений, в отличие от неглубоких землетрясений, для которых декабрь характеризуется максимальной активностью как по числу землетрясений, так и по количеству высвободившейся энергии. Анализируя графики, представленные на рис. 4 а, б и 5 а, б, можно с уверенностью сказать, что сезонные графики распределения числа землетрясений для неглубоких и глубоких землетрясений хорошо коррелируют между собой, за исключением декабря месяца. В то же время распределения высвободившейся сейсмической энергии для неглубоких и глубоких землетрясений имеют различный характер.



## Заключение

Несмотря на различный характер проявления сейсмичности для неглубоких и глубоких землетрясений, мы видим, что за последние 34 года сейсмичность не только не остается постоянной, но и характер ее существенно меняется. Так, из анализа глобальной сейсмичности следует вывод, что за последние 20 лет произошло существенное увеличение сейсмической активности земного шара как по числу землетрясений, так и по высвобожденной сейсмической энергии. Причем наибольшая активизация связана с землетрясениями на глубинах от 300 до 700 км. Последнее говорит о том, что в зоне *C* мантии Земли, и в частности на глубинах 640 и 670 км, проходят интенсивные геодинамические процессы. При этом сезонная зависимость сейсмичности говорит о том, что существенным фактором, влияющим на геодинамические процессы, является положение Земли относительно планет Солнечной системы и самого Солнца в то или иное время года.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Сытинский А.Д.** О связи сейсмичности Земли с солнечной активностью // Успехи физических наук. – 1973. – Т. 3, вып. 2. – С. 367–369.
2. **Сытинский А.Д.** О связи землетрясений с солнечной активностью // Физика Земли. – 1989. – № 2. – С. 13–30.
3. **Кпорoff L.** Correlation of earthquakes with lunar orbital motions // Moon. – 1970. – V. 2. – P. 140–143.
4. **Хомутов С.Ю.** Исследование зависимости глобальной сейсмичности от положения луны // Геология геофизика. – 1995. – Т. 36, № 4. – С. 88–102.
5. **Децереvская Е.В., Сидорин А.Я.** Ложная годовая периодичность землетрясений, обусловленная сезонными изменениями помех // ДАН. – 2005. – Т. 400, № 6. – С. 798–802.
6. **Сидорин А.Я.** Годовая и суточная периодичность землетрясений Нурекского района // Геофизические исследования. – 2003. – Вып. 4. – С. 99–114.
7. **Левин Б.В., Сасорова Е.В., Журавлев С.А.** Внутригодовая повторяемость активизации сейсмического процесса для Тихоокеанского региона // ДАН. – 2005. – Т. 403, № 4. – С. 534–540.
8. **Уломов В.И.** О глобальных изменениях сейсмического режима Земли в период 1965–2005 гг. // ДАН. – 2007. – Т. 414, № 3. – С. 398–401.
9. **Уломов В.И.** О глобальных изменениях сейсмического режима Земли и уровня водной поверхности Земли // Физика Земли. – 2007. – № 9. – С. 3–17.
10. **Бурмин В.Ю.** Некоторые закономерности проявления сейсмичности западной части Тихого океана // НТР. – 2011. – Т. 90, № 3. – С. 40–46.
11. **Левин Б.В., Родкин М.В., Сасорова Е.В.** О возможной природе сейсмической границы на глубине 70 км // ДАН. – 2007. – Т. 414, № 1. – С. 101–104.
12. **Richter C.** Instrumental earthquake magnitude scale // Bull. Seism. Soc. Am. – 1935. – V. 25, N 1. – P. 1–32.
13. **Gutenberg B., Richter C.** Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration // Bull. Seism. Soc. Am. – 1956. – V. 46, N 2. – P. 105–145.
14. **Бурмин В.Ю.** Слабые землетрясения Большого Сочи // Вулканология и сейсмология. – 1999. – № 5. – С. 34–40.
15. **Бурмин В.Ю.** Скорость распространения продольных сейсмических волн в мантии Земли // Физика Земли. – 2004. – № 8. – С. 34–40.

## НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ КАВКАЗА

<sup>1</sup>В.Ю. Бурмин, <sup>2</sup>А.М. Аветисян, <sup>3</sup>Н.А. Сергеева, <sup>2</sup>К.С. Казарян

<sup>1</sup>*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва*

<sup>2</sup>*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА, г. Гюмри, Армения*

<sup>3</sup>*Геофизический центр РАН, г. Москва*

**Аннотация.** Рассматриваются некоторые аспекты сейсмичности Кавказа на основе каталога землетрясений за период с 1962 по 2011 год. Получена связь энергетического класса землетрясений с их магнитудой, а также изменение графика повторяемости землетрясений от года к году и сезонная цикличность высвобождаемой энергии при землетрясениях. Всего каталог землетрясений Кавказа за указанный период содержит около 40000 событий с магнитудой от –1.0 до 7.5.

**Abstract.** Some aspects of the seismicity of the Caucasus on the basis of the catalog of earthquakes for the period from 1962 to 2011. A relation between the energy class of earthquakes with a magnitude of them, as well as the change of the curve of earthquake recurrence from year to year, and the seasonal cycle of energy released during earthquakes. Total catalog of earthquakes in the Caucasus for the period comprises approximately 40.000 events with a magnitude of –1.0 to 7.5.

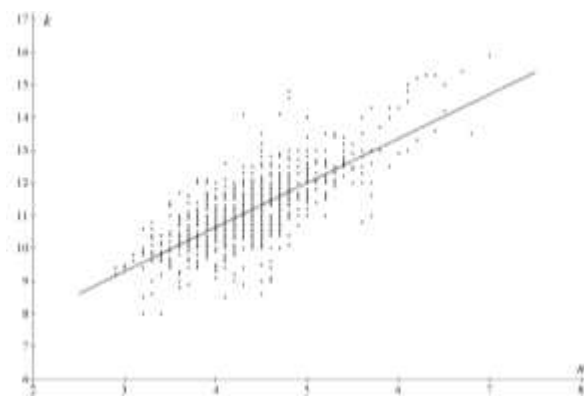
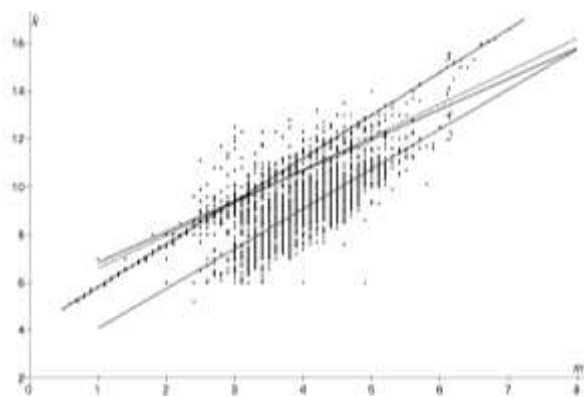
### **Введение**

Анализ сейсмичности той или иной территории в значительной степени облегчает понимание геодинамических процессов, происходящих в недрах Земли региона. К настоящему времени опубликовано множество работ, посвященных различным аспектам как глобальной, так и региональной сейсмичности. Наиболее популярными аспектами этой темы являются: связь сейсмичности с солнечной активностью [1, 2]; зависимость глобальной сейсмичности от положения небесных тел, и в частности Луны [3, 4]; годовая и сезонная периодичность глобальной и локальной сейсмичности [5–11] и другие аспекты, например [12]. Изучение сейсмичности в этих работах в большей степени преследует прогностические цели и в меньшей – геодинамические.

В настоящей статье рассмотрены три аспекта проявления сейсмичности на Кавказе: первый – связь энергетического класса землетрясений с их магнитудой; второй – поведение графика повторяемости землетрясений от года к году; третий – сезонная цикличность высвобождаемой энергии при землетрясениях.

### **Связь энергетических классов землетрясений Кавказа с их магнитудой**

Для анализа сейсмичности Кавказа из различных источников нами был составлен единый каталог землетрясений с 1962 по 2011 год. В этом каталоге приведены как энергетические классы землетрясений, так и их магнитуды. В большинстве случаев в каталоге приведены и классы, и магнитуды землетрясений одновременно, однако в некоторые периоды времени приведены только классы или только магнитуды. Рассматривая полученный каталог, мы обратили внимание на то обстоятельство, что в различные годы магнитуды Кавказских землетрясений определялись различными способами, что выразилось в различных зависимостях энергетического класса землетрясений от их магнитуды. На рис. 1 представлены распределения классы–магнитуды для различных периодов наблюдений.



**Рис. 1. Зависимость энергетического класса от магнитуды для Кавказских землетрясений:**  
 1 – распределение за период с 1962 по 1982 г.;  
 2 – распределение за период с 1983 по 1996 г.;  
 3 – распределение за период с 2003 по 2010 г.;  
 4 – распределение за 2011 г.

Из рис. 1 видно, что за период с 1962 по 1982 г. и в 2011 г. зависимости  $k$  от  $m$  близки и аппроксимируются отрезками прямых линий вида  $k_1=5.23+1.37m$  и  $k_4=5.56+1.28m$ . С 1983 по 1996 г. распределение точек аппроксимируется отрезком прямой вида  $k_2=2.41+1.67m$ . За период 2003–2010 гг. магнитуды землетрясений определялись по энергетическим классам по зависимости  $k_3=4.00+1.80m$ , которая была принята при работах Таджикской комплексной сейсмологической экспедиции (ТКСЭ) [13].

Очевидно, что такой разброс в определении магнитуд не позволяет корректно проводить какой-либо анализ сейсмичности Кавказа. В связи с этим нами было проведено определение связи  $k$  и  $m$  по независимым данным. Для этого были взяты события из каталога NEIC с 1973 по 2011 г. и те же события из нашего каталога, и построена зависимость  $k$  от  $m$ . Результаты построений представлены на рис. 2. При этом распределение точек на рисунке аппроксимируется отрезком прямой линии:

$$k=5.23+1.35m. \quad (1)$$

Обратная зависимость имеет вид:

$$m=(k-5.23)/1.35. \quad (2)$$

После того, как зависимость  $k$  от  $m$  была определена для всего каталога, магнитуды землетрясений были пересчитаны по формуле (2), а там, где не были указаны энергетические классы, последние определялись по формуле (1).

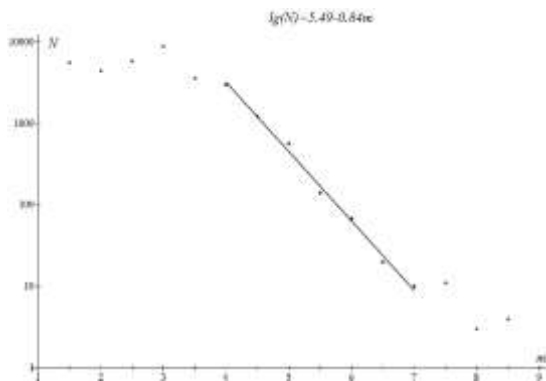
### График повторяемости землетрясений

После того, как каталог был заполнен, нами был построен график повторяемости землетрясений (рис. 3). Закон повторяемости Гутенберга–Рихтера в прямолинейной форме записывается в виде [14]:

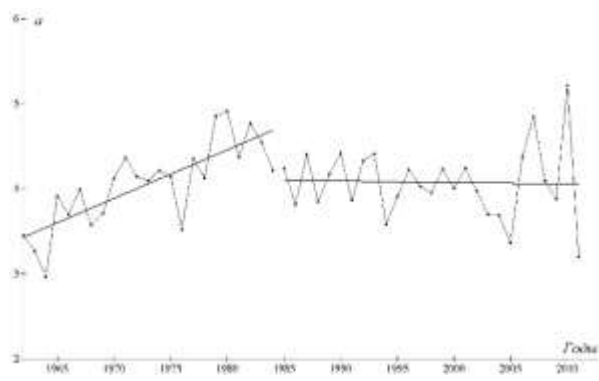
$$\lg N = a - bm, \quad (3)$$

где  $N$  – среднее число землетрясений за определенный период времени на исследуемой территории, магнитуда которых лежит в интервале  $[m-\Delta m, m+\Delta m]$ ;  $a$  и  $b$  – параметры закона (графика) повторяемости.

Из графика повторяемости видно, что представительными являются землетрясения в диапазоне магнитуд от 4 до 7. Наклон графика повторяемости на этом участке  $b$  равняется 0.84, а свободный член  $a=5.49$ . Нехарактерное поведение графика для магнитуд меньше 4 и больше 7 связано, по-видимому, с неоднородностью, а лучше сказать, с несовершенством каталога.



**Рис. 3.** График повторяемости для землетрясений Кавказа с 1962 по 2011 г.



**Рис. 4.** Изменение параметра  $a$  графика повторяемости от года к году за 1962–2011 гг.

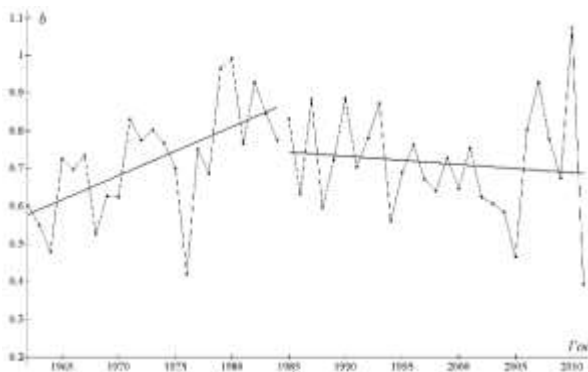
### Годовая зависимость сейсмичности Кавказа

Свободный член  $a$  в уравнении (3) характеризует уровень сейсмичности изучаемого региона за заданный период времени, а коэффициент  $b$  является параметром самоподобия сейсмического режима региона.

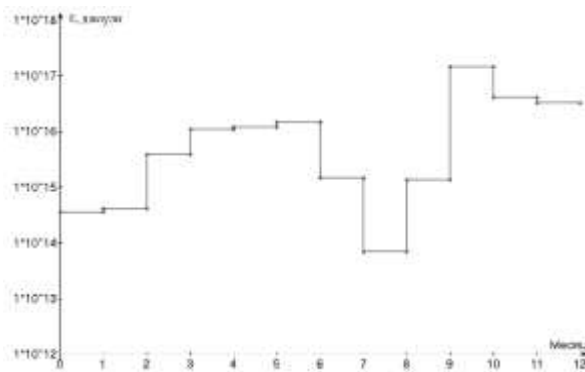
Для изучения годовой зависимости сейсмичности Кавказа были построены графики изменения параметра  $a$  от года к году. Этот график представлен на рис. 4.

Отрезки прямых линий на рисунке аппроксимируют изменение параметра  $a$  за периоды 1962–1984 и 1985–2011 гг. Как видно из рис. 4, в течение 1962–1984 гг. параметр  $a$  и, следовательно, сейсмичность Кавказа имели тенденцию к возрастанию. С 1985 г. уровень сейсмичности резко падает и остается практически постоянным с незначительным уменьшением от года к году.

Изменение коэффициента  $b$  представлено на рис. 5. Как видно из рисунка,  $b$  меняется синхронно с параметром  $a$ .



**Рис. 5.** Изменение коэффициента  $b$  графика повторяемости от года к году за 1962–2011 гг.



**Рис. 6.** Распределение энергии землетрясений по месяцам за период с 1962 по 2011 г.

### Сезонная зависимость глобальной сейсмичности Кавказа

Связь между магнитудой  $m$  и энергией  $E_{\text{эрг}}$  (в эргах) сейсмических волн, высвобождаемой при землетрясении, дается формулой Гутенберга–Рихтера [15]:

$$\lg E_{\text{эрг}} = 9.4 + 2.14m - 0.054m^2 \quad (4)$$

или между классом землетрясения  $k$  и энергией  $E$  в джоулях [13]:

$$\lg E = k. \quad (5)$$

На рис. 6 представлен график распределения энергии землетрясений по месяцам года за период с 1962 по 2011 год. Из графика хорошо видно, что максимум интенсивности приходится на десятый месяц, т.е. октябрь. Достаточно интенсивными оказываются также апрель, май, июнь и ноябрь, декабрь. Сейсмичность в летние месяцы несколько ниже и в августе месяце имеет глубокий минимум.

## Заключение

Из анализа сейсмичности Кавказа следует вывод, что за последние 50 лет сейсмическая активность региона менялась от года к году. Причем с 1962 по 1984 г. сейсмическая активность заметно увеличивалась, а, начиная с 1985 г., сейсмическая активность региона резко уменьшилась и с годами идет на спад вплоть до 2005 года. В период с 2006 по 2011 г. сейсмическая активность Кавказа в целом испытывала резкие колебания. Возможно, это следствие того, что не все данные заносились в первичные каталоги.

График сезонной зависимости сейсмичности показывает, что в период с августа месяца по октябрь происходит значительное ее повышение. При этом в остальные месяцы года активность в целом меняется незначительно.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Сытинский А.Д.** О связи сейсмичности Земли с солнечной активностью // Успехи физических наук. – 1973. – Т. 3, вып. 2. – С. 367–369.
2. **Сытинский А.Д.** О связи землетрясений с солнечной активностью // Физика Земли. – 1989. – № 2. – С. 13–30.
3. **Knopoff L.** Correlation of earthquakes with lunar orbital motions // Moon. – 1970. – V. 2. – P. 140–143.
4. **Хомутов С.Ю.** Исследование зависимости глобальной сейсмичности от положения Луны // Геология геофизика. – 1995. – Т. 36, № 4. – С. 88–102.
5. **Децеровская Е.В., Сидорин А.Я.** Ложная годовая периодичность землетрясений, обусловленная сезонными изменениями помех // ДАН. – 2005. – Т. 400, № 6. – С. 798–802.
6. **Сидорин А.Я.** Годовая и суточная периодичность землетрясений Нурекского района // Геофизические исследования. – 2003. – Вып. 4. – С. 99–114.
7. **Левин Б.В., Сасорова Е.В., Журавлёв С.А.** Внутригодовая повторяемость активизации сейсмического процесса для Тихоокеанского региона // ДАН. – 2005. – Т. 403, № 4. – С. 534–540.
8. **Уломов В.И.** О глобальных изменениях сейсмического режима Земли в период 1965–2005 гг. // ДАН. – 2007. – Т. 414, № 3. – С. 398–401.
9. **Уломов В.И.** О глобальных изменениях сейсмического режима Земли и уровня водной поверхности Земли // Физика Земли. – 2007. – № 9. – С. 3–17.
10. **Бурмин В.Ю.** Некоторые закономерности проявления глобальной сейсмичности // Уроки и следствия сильных землетрясений. Сборник материалов Международной конференции. – Симферополь, 2007. – С. 82–84.
11. **Бурмин В.Ю.** Некоторые закономерности проявления сейсмичности западной части Тихого океана // НТР. – 2011. – Т. 90, № 3. – С. 40–46.
12. **Левин Б.В., Родкин М.В., Сасорова Е.В.** О возможной природе сейсмической границы на глубине 70 км // ДАН. – 2007. – Т. 414, № 1. – С. 101–104.
13. **Бунэ В.И., Гзовский Н.В. и др.** Методы детального изучения сейсмичности // Труды Института физики Земли. – 1960. – № 9 (176). – 327 с.
14. **Richter C.** Instrumental earthquake magnitude scale // Bull. Seism. Soc. Am. – 1935. – V. 25, N 1. – P. 1–32.
15. **Gutenberg B., Richter C.** Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration // Bull. Seism. Soc. Am. – 1956. – V. 46, N 2. – P. 105–145.

## ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ АНАПСКО-ГЕЛЕНДЖИКСКОГО ПОЛИГОНА

<sup>1</sup>Ю.А. Бяков, <sup>2</sup>Б.В. Сенин, <sup>3</sup>В.А. Фоменко, <sup>1</sup>А.Ю. Бяков, <sup>3</sup>А.В. Машенко

<sup>1</sup>ГС РАН, г. Геленджик

<sup>2</sup>ОАО «Союзморгео», г. Геленджик

<sup>3</sup>ФГУП ГНЦ «Южморгеология», г. Геленджик

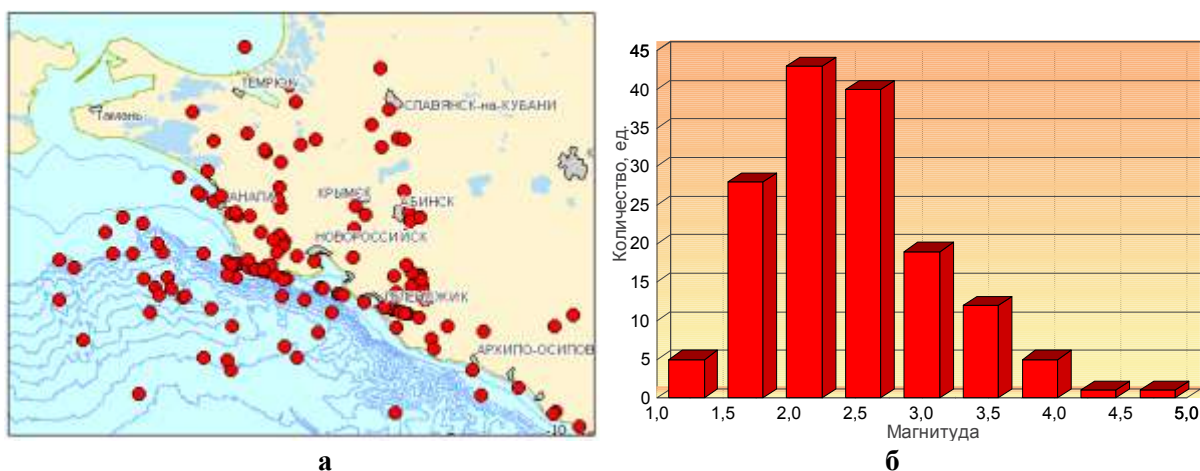
**Аннотация.** Представлены результаты изучения локальной сейсмичности на территории Анапско-Геленджикского полигона. Выявлена связь локальной сейсмичности с данными о тектонической нарушенности территории.

**Abstract.** The results of the study of local seismicity in Anapa-Gelenjik test site are presented. A relationship between the local seismicity and the tectonic faulting of the territory is revealed.

Основными пунктами региональной опорной сети сейсмических станций Геофизической службы РАН в пределах Азово-Черноморского региона до 2006 г. являлись станции «Анапа» и «Сочи», оснащенные широкополосной цифровой аппаратурой. В дополнение к этим станциям в 2007 г. было установлено цифровое оборудование в пункте Михайловский перевал вблизи г. Геленджика, которое в 2008 г. было перенесено в пос. Возрождение [1, 2]. Дальнейшее развитие сети станций ГС РАН в этом регионе в 2009–2012 гг. происходило в основном в районе Большого Сочи [3].

В 2001 г. ГНЦ «Южморгеология» приступил к созданию в северной части Черноморского побережья Анапско-Геленджикского локального комплексного полигона. Первая сейсмическая аналоговая станция «ССМ-С» (КБ Института физики Земли РАН) была установлена в районе «Голубая бухта». В 2002–2003 гг. здесь же, а также на геофизических полигонах – гравимагнитометрическом в п. Михайловский перевал и геодезическом в п. Криница – были установлены комплексы полевой сейсмической аппаратуры «Дельта-ГЕОН» фирмы «Логис» с автономной автоматической регистрацией сейсмических событий [4]. С этого времени развернутая локальная сеть приступила к мониторингу местной сейсмичности.

Всего за период с 2005 по 2012 г. локальной сетью наблюдений ГНЦ «Южморгеология» было зарегистрировано 154 сейсмических события. На рис. 1 а приведена карта распределения эпицентров землетрясений в пределах Анапско-Геленджикского полигона.



**Рис. 1.** Карта распределения очагов землетрясений для Анапско-Геленджикского полигона (а) и гистограмма распределения магнитуд землетрясений (б)

На построенной карте (рис. 1) намечается вполне упорядоченная картина распределения очагов землетрясений по целому ряду направлений: субширотному, северо-западному, субмеридиональному и др., которые, вероятно, отражают особенности сейсмотектонического строения региона.

Анализ гистограмм распределения зарегистрированных сейсмических событий (рис. 1 б) показывает, что локальная сеть обеспечивает представительную регистрацию сейсмических событий, начиная с магнитудного уровня 2.0–2.5.

Полученные данные о локальной сейсмичности были сопоставлены с результатами неотектонического изучения региона.

Для территории Анапско-Геленджикского района побережья Северного Кавказа и прилегающей части акватории Черного моря специалистами ГНЦ «Южморгеология» был выполнен комплексный анализ большого объема геологических и геофизических данных [5–7]:

- средне и крупномасштабных геологических карт;
- материалов дистанционного зондирования;
- материалов морских сейсмических и сейсмоакустических работ;
- материалов сонарных съемок;
- структурных карт по наиболее молодым кайнозойским комплексам (Ng–Q) и поверхностям сейсмических разделов в юрских и меловых отложениях;
- данных береговых геологических маршрутных исследований и геологических съемок, включая карты четвертичных отложений.

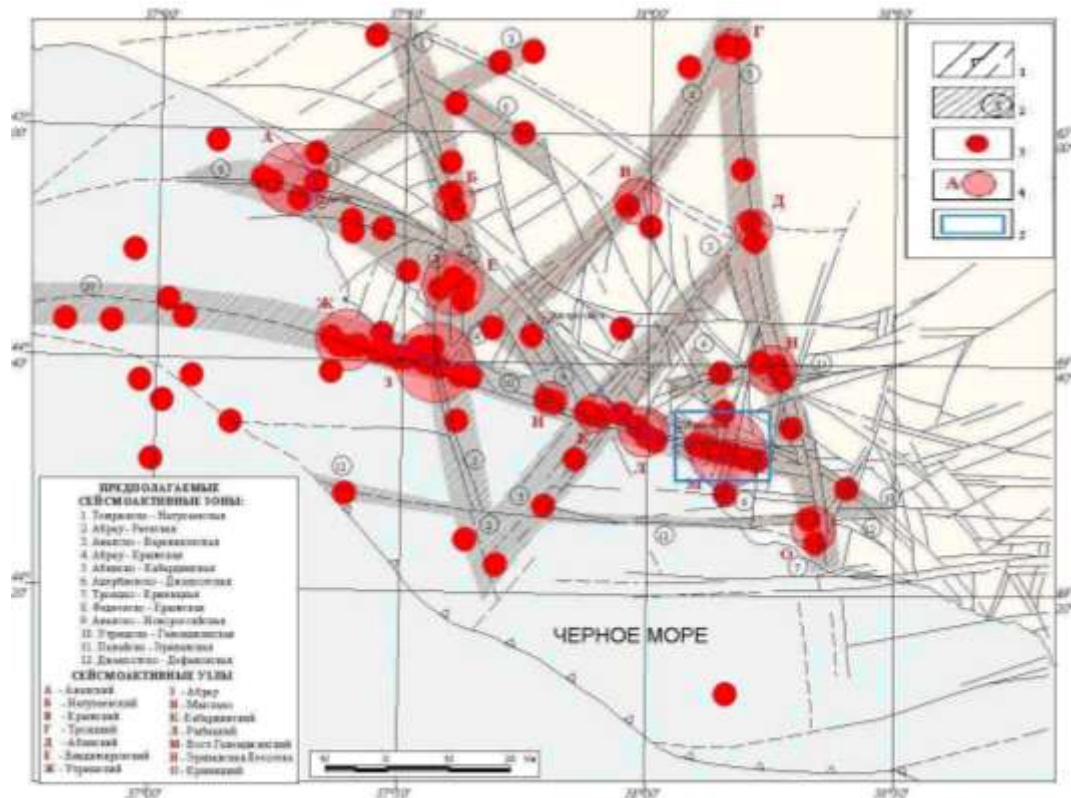
Комплексный анализ этих данных позволил выявить системы относительно устойчиво наблюдаемых (т.е. прослеживаемых по разным данным) линейных структур, или линеаментов, которые являются отображением новейших и современных разрывных дислокаций верхней части земной коры.

Сопоставление этих структур с результатами инструментального изучения землетрясений позволило локализовать некоторые сейсмоактивные зоны и узлы и пределах указанного района (рис. 2), которые характеризуют упомянутую выше сейсмологическую структуру территории. По результатам анализа выделено 12 предполагаемых сейсмоактивных зон и 14 сейсмоактивных узлов, из которых особого внимания заслуживает Восточно-Геленджикский узел.

Детальное изучение геолого-геоморфологических материалов позволило выявить внутреннее строение Восточно-Геленджикского сейсмоактивного узла и определить его предполагаемое «ядро» (рис. 3).

Этот узел располагается на пересечении достаточно крупных и геоморфологически выраженных систем структуро- и рельефообразующих линеаментов – субширотной Утришко-Геленджикской и субмеридиональной Адербиевской, которые сопровождаются системами более мелких линейных структур преимущественно северо-восточного простирания. В предгорной и горной зонах хр. Маркотх этим структурам местами соответствуют выходы родников, а в ряде случаев – линейные полосы развития дикой кустарниковой растительности. Судя по их выходам в обнажениях берегового обрыва между г. Геленджиком и пос. Дивноморское, они могут быть представлены, в частности, зонами трещиноватости, как правило, обводненными и маркируемыми полосовидным развитием растительности на скальных уступах.

Особенностью внутренней геоморфологической структуры рассматриваемого сейсмоактивного узла является, наряду со сгущением разнонаправленных линеаментов, широкое развитие разнообразных форм естественного разрушения субстрата – осыпей, оползней, обвалов, рытвин и т. д., значительная часть которых может быть либо непосредственно обусловлена повышенной сейсмичностью в пределах узла, либо связана с ней опосредованно.



**Рис. 2. Предполагаемые сейсмоактивные зоны и узлы на территории Анапско-Геленджикского полигона:**

1 – структурообразующие линеаменты по данным комплексного анализа материалов топографических, сонарных, космических, геологических и сейсмических съемок; 2 – предполагаемые сейсмоактивные зоны и их индексы; 3 – эпицентры землетрясений по данным инструментальных наблюдений; 4 – сейсмоактивные узлы; 5 – положение участка детализации



**Рис. 3. Схема Восточно-Геленджикского сейсмоактивного узла:**

1 – локальные структуры и рельефообразующие линеаменты; 2 – линеаментные зоны; 3 – наиболее крупные линеаментные системы; 4 – сейсмоактивный узел; 5 – предполагаемое «ядро» сейсмоактивного узла; 6 – предполагаемые сейсмодислокации (осыпи, оползни, уступы и др.). Красным квадратом обозначено положение одной из дислокаций берегового уступа



Такие феномены (возможные сейсмодислокации) наблюдаются как вдоль Утришко-Геленджикской, так и вдоль Адербиевской систем. В то же время следует отметить, что обусловленные сейсмичностью дислокации поверхностной структуры могут отмечаться не только в границах сейсмоактивного узла, но и за его пределами, на участках, сопряженных с образующими его системами.

В качестве примера может быть приведена дислокация, возникшая в зоне обращенного к открытому морю берегового обрыва Толстого мыса (г. Геленджик), примерно в 1 км к юго-востоку от маяка (рис. 4). Ее особенностью является то, что движение блока, будучи подготовленным эрозионными процессами, произошло не в направлении пляжа, как можно было бы ожидать в случае сочетания несейсмических факторов (морской абразии, бортового отпора и гравитации), а вдоль стенки обрыва, при этом само событие (дислокация) синхронизировано по времени с одним из землетрясений, произошедшим в Черном море у побережья Грузии (25.12.2012 г., координаты – 42.56°N 40.89°E, глубина 15 км, магнитуда  $m_b=5.4$ ). На снимке видно полосовидное развитие кустарниковой растительности на морской террасе вдоль ослабленных зон в меловых терригенно-карбонатных породах. Одна из полос кустарника выходит на участок дислокации.



**Рис. 4. Предполагаемая сейсмодислокация берегового уступа в районе Геленджикского маяка (на врезке – до события)**

Подводя итог представленным выше результатам мониторинга сейсмической активности в Геленджикском районе Северо-Западного Кавказа и прилегающей к нему акватории Черного моря, можно констатировать, что сочетание инструментальных наблюдений и анализа разномасштабной и разнотипной по содержанию геолого-геофизической информации позволяет локализовать отдельные сейсмогенные зоны и узлы, выявить их структуру, оценить характер свойственного им геолого-геоморфологического отображения сейсмической активности и выделить районы и участки, проблематичные для производственно-хозяйственного освоения по условиям сейсмической активности.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Габсатарова И.П., Жуков Ю.Н., Даниялов М.Г., Мехрюшев Д.Ю., Погода Э.В.* Результаты сейсмического мониторинга различных районов России. Разд. 1.2 Северный Кавказ // Землетрясения России в 2007 г. – Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 14–17.
2. *Маловичко А.А., Габсатарова И.П.* Сейсмическая опасность и сейсмический мониторинг Причерноморья Российской Федерации // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества. – 2012. – № 1. – С. 98–105.
3. *Лавров Н.П., Маловичко А.А.* Мониторинг сейсмических процессов на территории Большого Сочи: состояние и перспективы развития // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. – 2011. – № 6. – С. 42–45.
4. *Бяков Ю.А., Бяков А.Ю., Дмитриенко Л.Ф., Нечаев Б.В., Савченко И.А.* Особенности сейсмичности Азово-Черноморского региона // Опасные геологические процессы в пределах Западного Кавказа и прилегающей акватории Черного моря. Сборник докладов. – Геленджик: ГНЦ «Южморгеология», 2009. – С. 61–70.
5. *Костенко Н.П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. – М.: Недра, 1972. – 320 с.
6. *Лукина Н.В., Караханян А.С., Сенин Б.В., Скарятин В.Д., Трифонов В.Г.* Линейно-кольцевые структуры Крымско-Кавказской области // Космическая информация в геологии. – М.: Наука, 1985. – С. 195–207.
7. *Макаров В.И., Сенин Б.В.* Основные принципы, аспекты и проблемы дешифрирования и интерпретации линеаментов и кольцевых образований // Космическая информация в геологии. – М.: Недра, 1985. – С. 305–321.

## О ПРОЯВЛЕНИЯХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 10 ДЕКАБРЯ 2012 Г. В ЮЖНОЙ ЧАСТИ КРАСНОДАРСКОГО КРАЯ

<sup>1</sup>Ю.А. Бяков, <sup>2</sup>В.А. Фоменко, <sup>2</sup>А.В. Машенко,

<sup>1</sup>А.Ю. Бяков, <sup>2</sup>М.В. Карцева, <sup>3</sup>А.А. Бяков

<sup>1</sup>ГС РАН, г. Геленджик

<sup>2</sup>ГНЦ «Южморгеология», г. Геленджик

<sup>3</sup>Кубанский государственный университет, г. Краснодар

**Аннотация.** Представлены результаты макросейсмического обследования ощутимого землетрясения 10 декабря 2012 г. в городах Геленджик, Новороссийск и ряде поселков Краснодарского края, проведенного сотрудниками ГС РАН и ГНЦ «Южморгеология».

**Abstract.** The results of the macroseismic inspection of a notable earthquake on December 10, 2012 in the cities of Gelenjik, Novorossiysk and a number of settlements of Krasnodar Territory which has been carried out by employees of GS RAS and GNTs "Yuzhmorgeology" are presented.

10 декабря 2012 г., спустя десять лет после Нижнекубанского-II землетрясения 09.11.2002 г. с  $M=4.6$ , в Краснодарском крае произошло землетрясение с  $M_w=4.6$ . Параметры землетрясения 10.12.2012 г. следующие:  $t_0=16:56:56.1$ ,  $\varphi=44.83^\circ N$ ,  $\lambda=37.52^\circ E$ ,  $h=31$  км,  $K_p=11.5$  [1].

В целях уточнения особенностей проявления силы данного землетрясения, сотрудниками ГС РАН и ГНЦ «Южморгеология» был осуществлен опрос жителей городов Геленджик, Новороссийск и ряда поселков в зоне землетрясения. Всего было опрошено порядка 70 жителей, ощущения которых заносились в специальные опросные карточки, разработанные ГС РАН и частично доработанные в целях упрощения вопросов. Для оценки силы землетрясения в баллах использовалась MSK-64 [2].

Получение результата можно охарактеризовать следующим образом.

### Геленджик

Землетрясение четко зарегистрировано сейсмическими станциями ГС РАН («Анапа», «Геленджик» и др.) и ГНЦ «Южморгеология» («Геленджик», «Михайловский Перевал» и др.).

Из 27 опрошенных жителей характер ощущений выглядит следующим образом:

- оценка I балл дана по показаниям девяти жителей, не ощутивших землетрясения;
- оценка II балла дана по ощущениям двух человек по слабому толчку;
- оценка III балла дана по показаниям семи человек по ощущению толчка на верхних этажах 5–9-этажных зданий и чувству страха отдельными жителями;
- оценка IV балла дана по показаниям восьми жителей, отметивших звон стекол, колебание люстр, небольшие смещения мебели, явное ощущение чувства страха;
- оценка V баллов дана по опросу одного жителя по оценке состояния его садового домика на склоне горы Дооб в северо-западной части г. Геленджика. По его данным, в результате землетрясения образовалась сквозная трещина в наружной стене домика из стеновых блоков и трещина в перегородке внутри дома, отвалилась верхняя часть дымоходной трубы.

По показаниям еще одного жителя по ул. Михайловская, 13 в 2.5-этажном доме появились трещины в подпорных «крыльях» цокольного этажа, трещины и слабая деформация кирпичного забора.

В пос. **Дивноморский** (район Большого Геленджика) одна из жительниц с девятого этажа указала, что в момент землетрясения мебель «ходила ходуном» из стороны в сторону, сдвинулся диван, было трудно стоять на месте. На первых этажах ощущения отсутствовали, либо были слабыми. В целом по результатам опроса жителей Геленджика и прилегающих поселков (Кабардинка, Дивноморский) силу землетрясения в среднем можно оценить в III балла для этого района.

#### **Новороссийск**

Из шестнадцати опрошенных жителей характер ощущений в результате повторного анализа практически однозначно соответствует уровню интенсивного землетрясения в IV балла, при котором ощущался сильный толчок, наблюдался звон посуды, дребезжание стекол, перемещение мебели, падение предметов с полок. Имело проявление чувство страха, повлекшее за собой стремление покинуть здание. В торговом центре «Красная площадь» люди испытали чувство, близкое к панике.

#### **Станица Натухаевская**

Многие жители почувствовали сильный удар, слышали гул. Дребезжала посуда. Люди в страхе с детьми вышли на улицу. Оценка балльности – V.

#### **Абинск**

Опрошенные почувствовали сильный толчок. Многие испугались и вышли на улицу. Оценка балльности – III–IV.

**Станица Раевская** (северо-восточнее г. Новороссийска). По показаниям одного опрошенного, отметившего смещение мебели в индивидуальном доме, качание люстр, чувство страха, приведшее к покиданию дома. Оценка балльности – III–IV.

#### **Станица Варениковская**

Трое из пяти опрошенных отметили вибрации, качание предметов и люстр, тряску посуды и низкий гул. Опрошенный отметил, что при ударе от землетрясения упали с полки предметы (бутылки). В страхе люди вышли из дома. Оценка балльности – V.

#### **Станица Гостагаевская**

Опрошенные отметили, что был сильный удар, наблюдалась вибрация мебели, качалась люстра, зазвенела посуда. В ожидании повторного удара люди в страхе покинули дом. Оценка балльности – V.

#### **Темрюк**

Один из опрошенных отметил, что примерно за три часа до землетрясения, ощущавшимся практически всеми, в порту вода отступила от берега. Оценка балльности – от III до IV.

#### **Станица Ильская**

По свидетельству двух опрошенных в обоих случаях по ощущению толчка люди вышли на улицу. Интенсивность можно оценить в III балла.

Полученные данные в целом свидетельствуют о достаточно высоком уровне адекватности ощущений имевшего место землетрясения с вполне понятным разбросом вследствие нахождения в разных условиях (тип строений, этажность, различие грунтов и т.д.) на территории до 100–150 км от эпицентральной зоны.

Используя результаты опроса, была построена карта-схема изосейст землетрясения 10.12.2012 г., которая представлена на рисунке вместе с изосейстами ранее произошедших землетрясений – Нижнекубанского-II 09.11.2002 г. с  $M=4.6$  и Анапского 12.07.1966 г. с  $M=5.8$ . Проведенные макросейсмические исследования позволили уточнить положение и глубину важной сейсмогенерирующей структуры района.



**Рис. Карта-схема изосейст:**  
 Анапского землетрясения 1966 г. – зелёный цвет; Нижнекубанского-II землетрясения 2002 г. – красный цвет; землетрясения 10.12.2012 г. – синий цвет

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Информационное сообщение об ощутимом землетрясении в Краснодарском крае 10 декабря 2012 года.* Сайт ГС РАН [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [http://www.ceme.gras.ru/cgi-bin/info\\_quake.pl?mode=1&id=200](http://www.ceme.gras.ru/cgi-bin/info_quake.pl?mode=1&id=200).
2. *Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В.* Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. – М.: МГК при Президиуме АН СССР, 1965. – 11 с.

# ПРОГНОЗ УРОВНЯ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ С ЦЕЛЬЮ ВЫБОРА ОПТИМАЛЬНОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ

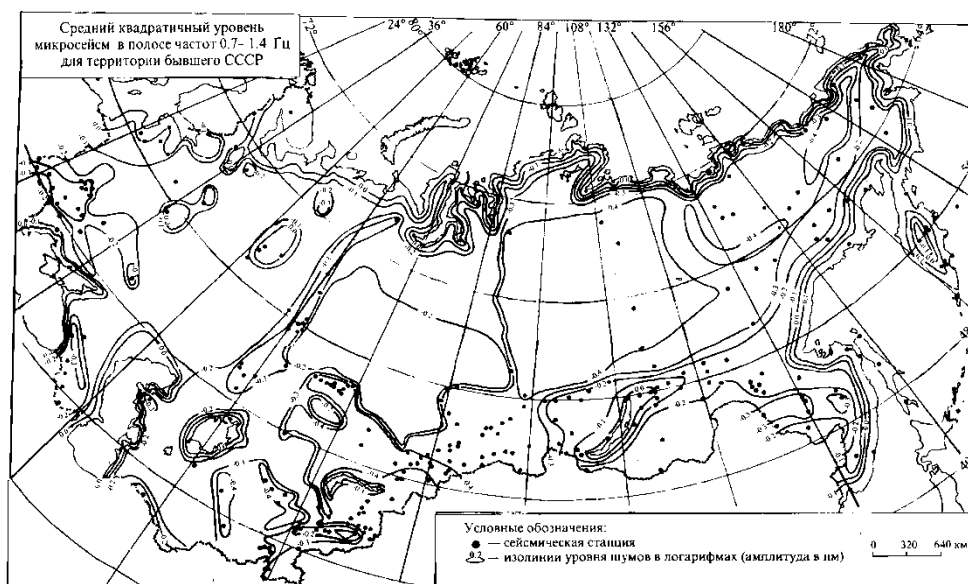
Ю.В. Варлашова, Д.Ю. Шулаков  
Горный институт УрО РАН, г. Пермь

**Аннотация.** При плановом развитии сети сейсмических станций большое значение имеют прогнозные карты сейсмических шумов. Построение теоретической карты дает возможность формализовать выбор места для сейсмической станции, выявить реальное влияние источников шума, рекомендовать рациональное размещение объекта, позволяющее ослабить или полностью ликвидировать влияние основных источников шума.

**Abstract.** With the planned development of a network of seismic stations are important prognostic maps of seismic noise. Building a theoretical card allows to formalize the choice of seismic stations, to identify the real impact of noise sources to recommend the rational distribution of the object, allowing reduced or completely eliminate the influence of the main sources of noise.

Одно из требований при установке сейсмической станции – это ее размещение в месте с низким уровнем микросейсмических шумов. По требованиям к установке приборов необходимо выбрать место на коренных породах с заглублением, с целью уменьшения влияния ветровых помех. Также важна избирательная чувствительность определенных мест расположения станций по регистрации сигналов из интересующих регионов. Процесс выбора мест для сейсмической станции – это сложное и длительное по времени проведения мероприятие.

В бывшем СССР такие работы проводились Комплексной сейсмологической экспедицией (КСЭ) Института физики Земли АН СССР. В результате этих исследований [1] были найдены наиболее эффективные для регистрации места расположения многих станций и построена карта уровня микросейсм для большей части территории СССР (рис. 1).



**Рис. 1.** Карта среднеквадратического уровня микросейсм в полосе частот 0.7–1.4 Гц для территории бывшего СССР по данным наблюдений за один год [2]

На карте представлены среднеквадратичные оценки амплитуд микросейсмических шумов в *нм*, полученные по данным наблюдений за один год на короткопериодных приборах (0.7–1.0 *Гц*).

В работе [3] приведены рекомендации по минимальным расстояниям между местом установки сейсмической станции и источником шумов (рис. 2). Необходимо отметить, что указанные рекомендации были разработаны в 1960-х гг. для аналоговых сейсмографов. Они являются наиболее подходящими для частот сигнала выше 0.1 *Гц*, т.е. для средних и высоких частот сейсмических сигналов [4]. Далее для каждого предполагаемого места установки сейсмической станции с использованием топографических карт необходимо определить фактическое расстояние от источников шумов. После этого можно построить карту, где будут отображены все потенциальные места и минимальные рекомендуемые расстояния от известных источников сейсмических шумов.

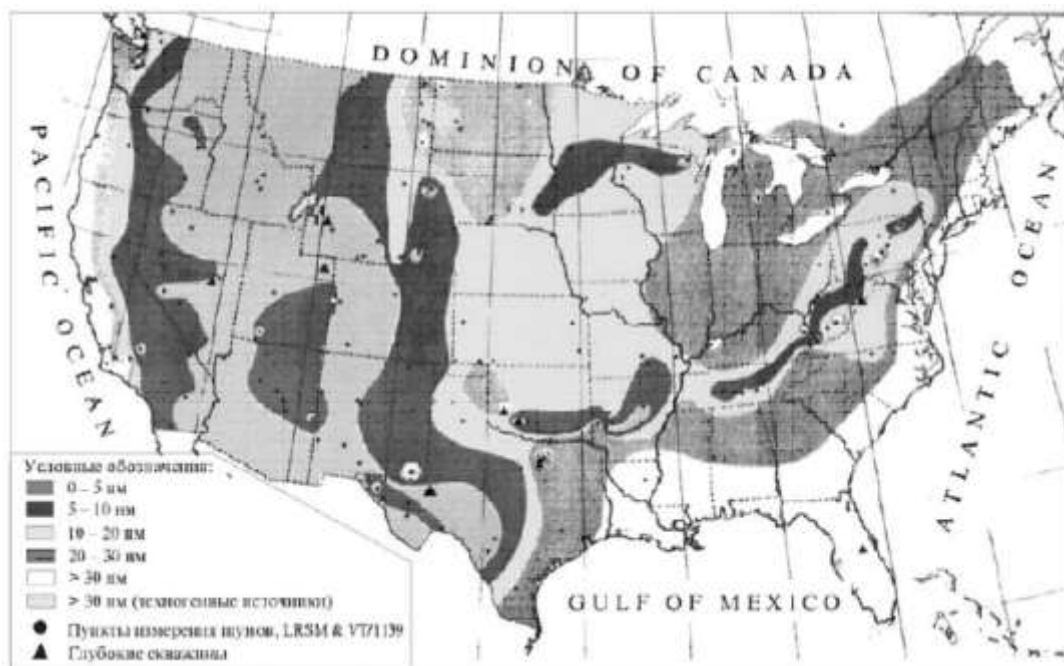
STATION SITE NAME: Loma Palo Bonito  COORDINATES: N 18° 46' 58.4" W 70° 13' 20.1"		SITE #7			DATE OF VISIT: 02/14/1998			ACTUAL DISTANCE
		HARD ROCK GRANITE, ETC.			HARDPAN HARD CLAY, ETC.			
		RECOMMENDED MINIMAL DISTANCES [KM]						
		A	B	C	A	B	C	[km]
1. Oceans, coastal mountains systems		300	50	1	300	50	1	75
2. Large lakes		150	25	1	150	25	1	22
3. Large dams, waterfalls	a	40	10	1	150	25	5	22
	b	60	15	5	50	15	10	
4. Large oil pipelines	a	20	10	5	30	15	5	
	b	100	30	10	100	30	10	
5. Small lakes	a	20	10	1	20	10	1	20
	b	50	15	1	50	15	1	
6. Heavy machinery, reciprocating machinery	a	15	3	1	20	5	2	25
	b	25	5	2	40	15	3	
7. Low waterfalls, rapids of a large river, intermittent flow over large dams	a	5	2	0.1	15	5	1	
	b	15	3	1	25	8	2	6
8. Railway, frequent operation	a	6	3	1	10	5	1	40
	b	15	5	1	20	10	1	
9. Airport, air traffic		6	3	1	6	3	1	
10. Non-reciprocating machinery, balanced industrial machinery	a	2	0.5	0.1	10	4	1	25
	b	4	1	0.2	15	6	1	
11. Busy highway, large farms		1	0.3	0.1	6	1	0.5	2.3
12. Country roads, high buildings		0.3	0.2	0.05	2	1	0.5	2.0
13. Low buildings, high trees and masts		0.1	0.03	0.01	0.1	0.1	0.05	0.03
14. High fences, low trees, high bushes, large rocks		0.05	0.02	0.005	0.06	0.03	0.01	0.02

**Рис. 2. Таблица с минимальными рекомендуемыми расстояниями от источника шума до местоположения станции в соответствии [3] и фактического расстояния для сейсмической станции «Loma Palo Bonito»**

Аналогичная карта шумов для территории США по данным из документа [5] представлена на рис. 3. На карте указаны двойные амплитуды шума в *нм* на 1 *Гц*, полученные на короткопериодном приборе с полосой регистрации 0.7–3.3 *Гц*. Качество карты значительно улучшилось за счет учета данных, полученных переносными группами. На основе экспериментальных исследований в США разработаны нормы для размещения станций относительно окружающих источников естественных и техногенных шумов [5], которые приводятся в таблице.

На наш взгляд, список источников следует дополнить некоторыми видами источников, которые следует учитывать при размещении сейсмических станций (ГЭС, ГРЭС, АЭС, ТЭЦ и т.д.).

Порой продолжительные измерения микросейсмического фона доступны на ограниченном количестве пунктов наблюдения. В ряде случаев даже кратковременные измерения могут дать полную информацию для выявления техногенных источников шума и оценки суточных колебаний шума в диапазоне частот регистрации локальных, региональных и телесеизмических событий.



**Рис. 3. Карта среднего уровня микросейсмических шумов на территории США в полосе частот 0.7–3.3 Гц. Приведена двойная амплитуда в нм на 1 Гц [5]**

**Таблица. Нормы уровня микросейсмических шумов для установки сейсмической станции**

Источник шума	Расстояние от источника, км
Основные линии электропередачи	10–15
Основные высокогорные дороги	5–10
Второстепенные дороги	1–3
Трубопроводы, насосные станции и т.д.	3–5
Дороги к лесозаготовкам или шахтам	1–3
Карьеры и большие шахты	10–20
Большие реки	3–5
Большие озера, океаны	50–100
Города или деревни	10–15

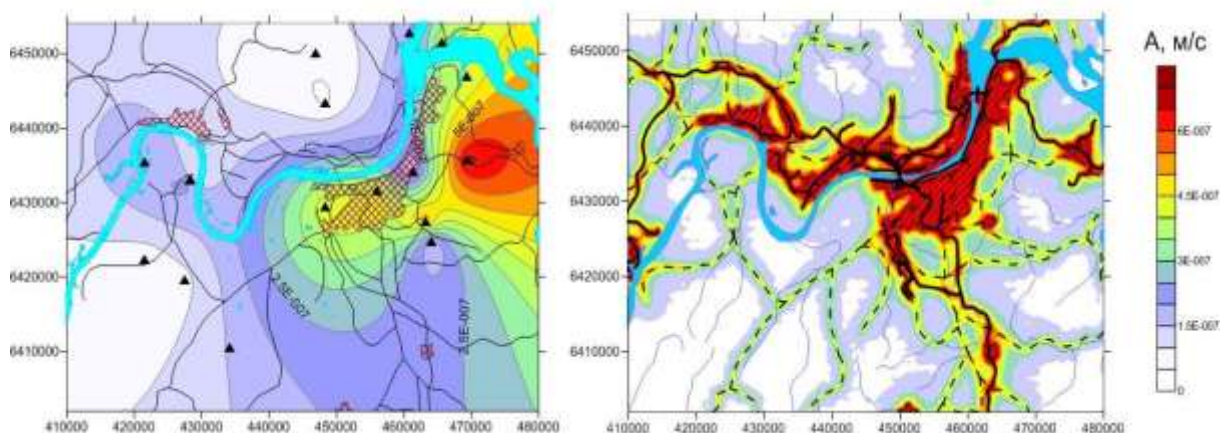
Для техногенных источников шума можно оценить удаление, при котором амплитуда колебаний от такого источника станет сопоставимой со средним фоновым уровнем микросейсм.

Начиная с 2000 г. на территории Пермского края проводятся измерения микросейсмических шумов. За период наблюдений собран большой объем фактического материала, который позволил составить базу данных природных и техногенных источниках шумов.

Нами были рассчитаны карты амплитуд микросейсмических шумов в разных частотных диапазонах, выявлено воздействие техногенной нагрузки и уточнены его границы. Для этого использовалась программа «NoiseMap», разработанная в ГИ УрО РАН Д.Ю. Шулаковым и предназначенная для расчета модельных теоретических карт микросейсмических шумов с учетом геометрического расхождения и линейного закона затухания. Также была получена классификация исследуемых объектов по интенсивности уровня природных и техногенных шумов (минимальный, средний и максимальный уровень шумов).



В качестве примера представлена карта шума Пермской градопромышленной агломерации. На рис. 4 а приведена карта, рассчитанная на основании полевых наблюдений, на рис. 4 б – теоретическая карта с учетом источников шумов.



**Рис. 4. Карты среднего уровня микросейсмических шумов на территории Пермской градопромышленной агломерации в полосе 0.5–10 Гц:**  
**а – карта, рассчитанная на основании полевых наблюдений;**  
**б – теоретическая карта с учетом источников шумов**

Построение теоретической карты дает возможность формализовать выбор места для сейсмической станции, выявить реальное влияние источников шума, рекомендовать рациональное размещение объекта, позволяющее ослабить влияние основных источников шума.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Кедров О.К.** Сейсмические методы контроля ядерных испытаний / Отв. ред. В.Н. Михайлов, А.О. Глико. – М.–Саранск: Типография «Красный Октябрь», 2005. – 420 с.
2. **Антонова Л.В., Антикаев Ф.Ф.** Уровень короткопериодных микросейсм на территории России и сопредельных государств // Исследования в области геофизики. Юбилейный сборник ОИФЗ РАН. – М.: ОИФЗ РАН, 2004. – С. 43–53.
3. **Manual of seismological observatory practice** // World Data Center A for Solid Earth Geophysics, Report SE-20 / Ed. P.L. Willmore. – Boulder, Colorado, 1979. – 165 p.
4. **MNSOP (New manual of seismological observatory practice)** IASPEI. V. 1 / Ed. P. Bormann. – Potsdam: Geoforschung Zentrum, 2002.
5. **GSE/WG2/2 Manual for seismic site selection (Committee on Disarmament).** – 1996. – 27 p.

# РАЗРАБОТКА ПРОГРАММНЫХ СРЕДСТВ ДЛЯ РЕАЛИЗАЦИИ ИНТЕРАКТИВНОЙ ЧАСТИ СИСТЕМЫ АВТОМАТИЧЕСКОЙ РЕГИСТРАЦИИ И ОБРАБОТКИ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

С.Т. Вербицкий, Ю.Т. Вербицкий, И.Я. Сапужак  
*Отдел сейсмичности Карпатского региона  
Института геофизики НАН Украины, г. Львов*

**Аннотация.** Приведены разработанные программные средства для реализации интерактивной части системы автоматической регистрации и обработки сейсмологической информации, которая базируется на использовании системы EARTWORM (EWDB). Представлены и описаны интерфейс программы SEISMIC ASSOCIATOR и альтернативный интерфейс манипуляции данными, их особенности, возможности и алгоритмы функционирования.

**Abstract.** This paper shows developed software tools for the implementation of the interactive part of the automatic recording and processing of seismic data system, which is based on the use of EARTWORM (EWDB). Shown and described SEISMIC ASSOCIATOR interface and alternate interface data manipulation, their features, capabilities and operation algorithms.

Сейсмологические исследования в Карпатском регионе Украины имеют более чем столетнюю историю. В результате работ, проведенных на протяжении 1990–2010 гг. в отделе сейсмичности Карпатского региона Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, была разработана и изготовлена цифровая аппаратура и программное обеспечение, которые стали основой современной Карпатской региональной сейсмологической сети (КРСС), в данное время состоящей из 20 сейсмических станций на территории пяти областей Украины: Львовской, Закарпатской, Ивано-Франковской, Черновицкой и Хмельницкой [1–2]. Ниже приведены новые результаты исследований в направлении разработки программных средств для реализации интерактивной части системы автоматической регистрации и обработки сейсмологической информации.

Интерактивная часть системы автоматической регистрации и обработки сейсмологической информации базируется на использовании системы управления базами данных (СУБД). За основу базы данных сейсмологической информации взята структура, которая входит в программный пакет системы EARTWORM (EWDB) [3] и представляет собой реляционную базу данных (БД) под управлением СУБД Oracle, Standard Edition, version 10g. БД сейсмологической информации – это совокупность определенных фиксированных структур данных (таблиц, полей, индексов, процедур и т.п.) и связей между ними и реализует интерфейс интерактивного доступа к данным. Она состоит из трех основных структурных частей:

- БД инфраструктуры сети;
- БД параметрической информации;
- БД зарегистрированных волновых форм.

Рассмотрим описание основных таблиц каждой из этих частей. БД инфраструктуры сети – это параметры пунктов наблюдений (координаты, каналы регистрации и их характеристики), описание взаимосвязи между местом, где установлена сейсморегистрирующая аппаратура (Site), сейсмической компонентой (Comp), сейсмическим каналом записи (Chan) и их изменения во времени, связь между каналом и его передаточной функцией, которая позволяет приближенно воспроизвести движение поверхности почвы по сигналу из канала, отношение между таблицами описания данной инфраструктуры

и внешними системами; взаимосвязь между каналом и начальным элементом цепи электронных компонентов, из которых состоит канал. Для взаимодействия с внешними источниками данных реализована дополнительная схема (External Station Schema Interface), которая описывает, как инфраструктура БД взаимодействует с внешними системами сбора сейсмических данных. Эта схема не является частью основной схемы EARTHWORM БД, но организована и работает как интерфейс для взаимодействия с внешними источниками данных. БД параметрической информации – это параметры источников сейсмических событий и их энергетических характеристик, сейсмических фаз, фокальных механизмов и др. БД зарегистрированных волновых форм описывает метод хранения волновых форм в БД, а также метод ассоциации этих волновых форм с сейсмическим событием.

Процесс анализа полученных в режиме непрерывной регистрации волновых форм выглядит следующим образом: на основе данных, полученных из всех пунктов наблюдения в течение определенного времени (обычно один месяц), формируется архив волновых форм (АВФ), который представляет собой файлы, сгруппированные в специальной структуре каталогов на жестких дисках файлового сервера, и доступен в течение одного-двух лет. Для долгосрочного хранения данных архив копируется на внешние носители, например на DVD.

После создания АФВ происходит рутинная обработка информации с целью выделения сейсмических событий и определения параметров их очагов. Для этого была разработана программа SEISMIC ASSOCIATOR, интерфейс которой приведен на рисунке.

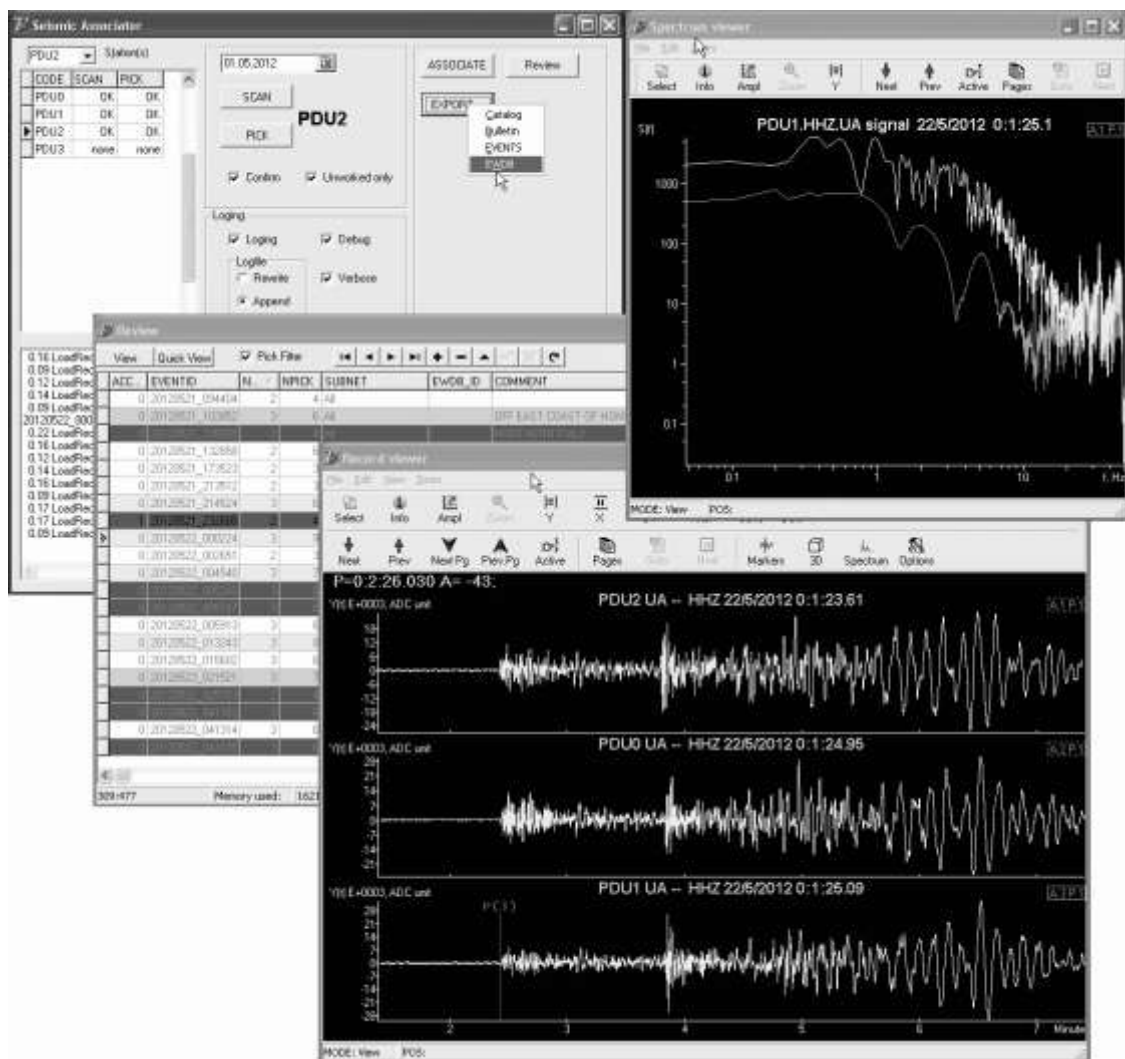


Рис. Интерфейс программы SEISMIC ASSOCIATOR

Сначала программа в автоматическом режиме осуществляет регистрацию волновых форм (SCAN), выделение первых (*P*) сейсмических фаз (PICK), и выделение на основе полученных *P*-фаз сейсмических событий (ASSOCIAT). Эти данные регистрируются во временной БД (SQLite). В программе реализован интерфейс пользователя, который позволяет оператору выполнять предварительный анализ данных, позволяет разделить ложные срабатывания, телесеismicкие, а также региональные и локальные сейсмические события, отбросить те из них, которые не представляют интереса. Привязка телесеismicких и региональных событий осуществляется с применением Интернет-каталогов в полуавтоматическом режиме. Результаты предыдущего анализа экспортируются в БДСИ (Export → EWDB).

Углубленный анализ заключается в использовании БДСИ и включает в себя уточнение сейсмических фаз, полученных в автоматическом режиме, определение дополнительных сейсмических фаз (например *S*), вычисление параметров очагов сейсмических событий (эпицентра) и их магнитуд, создание сейсмологических каталогов.

В системе EARTWORM разработан WEB-интерфейс, то есть доступ к данным в БД осуществляется через WEB-сервер по протоколу HTTP. Такой интерфейс имеет свои преимущества, поскольку обеспечивает доступ к информации широкому кругу пользователей, но необходимо заметить, что данная его реализация позволяет манипуляцию данными в очень узких рамках, поскольку здесь не хватает удобных и привычных средств анализа и обработки данных. Это касается как средств научного анализа сейсмологических данных, так и средств рутинной обработки.

Интерфейс позволяет осуществлять выборку данных из БД, но в качестве системы анализа его функциональность довольно ограничена. Поэтому, наряду с использованием вышеупомянутого интерфейса, для публикации данных в Интернет был создан интерфейс манипуляции данными, который обеспечивает следующие возможности:

- импорт из внешних источников (существующих банков данных);
- формирование и выполнение запросов;
- создание и модификация данных;
- формирование данных для использования в наружных системах обработки, а также внесения в базу данных результатов обработки;
- углубленный сейсмологический анализ с использованием встроенной или внешней системы анализа (MatSeis);
- создание отчетов в формате Excel.

Необходимо отметить, что объемы зарегистрированной информации довольно значительны (около 2 Гб в месяц) и для осуществления манипуляций в рамках такого массива данных существенную роль играет возможность распределения его на максимальное количество однородных массивов, согласно заданных параметров, что в свою очередь позволяет легко вести поиск, выделять и анализировать полученные данные. Интерфейс позволяет проводить выделение событий как согласно дополнительной параметрической информации, получаемой вместе с записями волновых форм, так и на основании информации об инфраструктуре сети сейсмостанций, зарегистрировавших указанные события, и характеристики соответствующих каналов. При этом операция фильтрации обеспечивает следующие возможности выделения массивов данных:

- согласно гипоцентральных параметров сейсмических событий (дата и время, магнитуда, глубина);
- согласно эпицентральных параметров сейсмических событий (выборка в прямоугольной, радиальной или заданной полигоном областях);
- в соответствии с параметрами пункта наблюдения (сеть, станция, канал).

С помощью введения иерархической системы отображения данных можно легко выделить нужный нам массив данных в разрезе того или иного параметра, а затем дополнительно детализировать его. В результате выполнения запроса пользователю предоставляется список событий, которые удовлетворяют заданным критериям поиска. Одновременно возможен просмотр интерактивной карты с обозначенными на ней эпицентрами событий.

В качестве ГИС-сервера в системе используется картографический сервис Google. Доступ к нему осуществляется с помощью сценариев JavaScript/Ajax через интерфейс Google Maps API. Сервис позволяет на карты и спутниковые снимки с сервера Google наносить собственные маркеры, контуры, интерактивные подсказки и передавать полученное изображение в WEB-браузер пользователя. Также данная программа позволяет вносить информацию об инфраструктуре сети пунктов наблюдения и характеристики соответствующих каналов в базу данных. Это позволяет зафиксировать в базе данных месторасположение станций, период их работы и изменения в оборудовании.

Что касается системы обработки и анализа сейсмической информации, то ее выбор в большой степени зависит от системы сбора, формы хранения информации и, собственно, от процедуры обработки. В программе реализован интерфейс анализа и обработки сейсмических данных, который позволяет осуществлять следующие операции:

- переопределение и определение новых сейсмических фаз ( $P$ ,  $S$ );
- вычисление параметров очага (координаты и глубина эпицентра) – возможность использовать одну из нескольких программ (detepi, elocate, hypoiverse, hypo71);
- вычисление магнитуд ( $M_d$ ,  $M_L$ ,  $m_b$ ,  $MSH$ ,  $MPV$ ,  $K$ );
- 3D-анализ;
- спектральный анализ;
- фильтрация, коррекция волновых форм из-за влияния аппаратуры, интегрирование и дифференцирование.

Кроме встроенной программы обработки, в программе предусмотрен вызов внешних программ, в которые передаются массивы сейсмических данных, полученных с помощью интерфейса. При этом не существует принципиальных ограничений по выбору внешней программы анализа, в настоящее время используется пакет MatSeis [4].

Система обработки MatSeis, построенная на базе хорошо развитого программного пакета MatLab, имеет ряд преимуществ перед другими, а также удобна для использования в комплексе с действующей в настоящее время в регионе системой автоматической регистрации сейсмологической информации в КРСС. Это широко используемый программный пакет, хорошо разработанный, документированный, доступный для различных платформ и операционных систем. Среда MatLab имеет хорошо развитые графические библиотеки функций и встроенные средства для анализа данных и различных графических построений, а также широкий спектр функций для обработки сигналов (Signal Processing Toolbox) [5].

Другим важным преимуществом системы MatSeis является то, что она открыта для модификации и доработки дополнительных средств обработки, автоматизации. Это дает возможность в известной степени автоматизировать рутинные операции с большими массивами данных, добавлять новые функции для использования любого количества нестандартных параметров, разрабатывать процедуры для считывания данных с других источников (не типичные для MatSeis форматы файлов). Возможность использования средств пакета MatLab (взаимодействие с ОС, доступ к структуре файлов, работа с базами данных и др.) позволяет настраивать систему под конкретные условия работы оператора, а также сократить время обработки сейсмических записей, событий.

В системе MatSeis выполняется обработка волновых форм, которая включает в себя фильтрацию, коррекцию влияния аппаратуры, детектирования поступлений основных сейсмических фаз, декларацию нового сейсмического события на основе набора не ассоциированных фаз или ассоциации выделенных фаз с существующим событием, выделение вступлений других волн, выполнение эпицентрии или повторной эпицентрии (локализация событий), определение энергетических параметров сейсмических событий.

При необходимости дополнительной обработки в системе может выполняться более сложный анализ данных. С другой стороны, это дает возможность в будущем, при значительном накоплении данных в базе, проводить их обработку, используя также различные методы статистического анализа, что в свою очередь позволяет надеяться на возможность создания приблизительных математических моделей исследуемых сред. Параметры сейсмического события, полученные в результате анализа, регистрируются в БД как новое решение (origin). Каждое сейсмическое событие может иметь несколько решений, одно из которых считается основным (primary) и фигурирует в каталоге.

В разработанной интерфейсной части предусмотрена возможность получения отчетной документации, которая базируется на специальных шаблонах в формате MS Excel. Это позволяет, к примеру, создавать сейсмологические бюллетени за определенный промежуток времени наблюдений или создавать карту расположения эпицентров сейсмических событий, выбранных по определенным критериям.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Вербицкий С.Т., Вербицкий Ю.Т., Санужак И.Я., Стасюк А.Ф.** Карпатская сейсмологическая сеть Украины // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Материалы XII Международной конференции. Т. I (А–М). – Воронеж: ВГУ, 2006. – С. 111–115.
2. **Вербицкий С.Т., Вербицкий Ю.Т.** Сучасний стан та перспективи розвитку сейсмологічних досліджень в Карпатському регіоні України // Геодинаміка. – 2011. – № 2. – С. 35–38.
3. <http://folkworm.ceri.memphis.edu/ew-doc/>.
4. <https://na22.nnsa.doe.gov/cgi-bin/prod/nemre/matseis.cgi>.
5. <http://www.mathworks.com/products/signal/>.

# СЕЙСМИЧНОСТЬ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА ЗА ПЕРИОД С 2002 ПО 2013 ГОД ПО ДАННЫМ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ УРАЛЬСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СЕТИ

<sup>1,2</sup>Ф.Г. Верхоланцев, <sup>1,2</sup>И.В. Голубева, <sup>2</sup>Р.А. Дягилев

<sup>1</sup>ГС РАН, г. Пермь

<sup>2</sup>Горный институт УрО РАН, г. Пермь

**Аннотация.** Представлены результаты обработки данных сейсмологического мониторинга Урала за десятилетний период инструментальных наблюдений. Дана оценка современного состояния уровня изученности сейсмичности Уральского региона.

**Abstract.** The results of seismic monitoring of Urals during the last 10 years of observations are presented. Below it is given the review of current knowledge state of seismicity in Ural region.

Урал и прилегающая к нему с Запада окраина Восточно-Европейской платформы в течение длительного времени считались асейсмичным регионом. Основу такого мнения, причем в достаточно категоричной форме, заложил в первой половине XIX в. авторитетный немецкий ученый Александр фон Гумбольдт: «...во всю длину Уральского хребта землетрясений совсем не бывает», в [1]. Однако уже в 1873 г. выходит работа А.П. Орлова [2], в которой приводятся сведения о десятке ощутимых сейсмических явлений на Урале с конца XVIII века. Начиная с этой работы, сейсмичности Уральских гор и их окрестностей в России, а затем и в СССР учеными-сейсмологами уделяется пристальное внимание. Данный вопрос последовательно освещается в работах И.В. Мушкетова [3], З.Г. Вейс-Ксенофонтовой и В.В. Попова [4]. В послевоенный период по этому вопросу были опубликованы работы А.Я. Левицкой, И.В. Ананьина, А.А. Никонова.

Началом инструментального периода наблюдений за сейсмичностью Урала можно считать 1906 г., когда в Екатеринбурге была открыта первая сейсмическая станция, оборудованная сначала как станция 2-го класса. С 1913 г. станция переоснащается сейсмической аппаратурой и сейсмографами с гальванометрической регистрацией системы Б.Б. Голицына и становится станцией 1-го класса, выполняющей наблюдения за землетрясениями и их обработку по единой программе с шестью другими станциями такого же класса, развернутыми к тому времени в Тифлисе, Иркутске, Ташкенте, Владивостоке, Баку и Макеевке [5].

Однако она могла регистрировать только наиболее крупные ( $ML > 3$ ) землетрясения, поскольку изначально была нацелена на запись удаленных землетрясений. Кроме того, очевидно, что определение эпицентров и параметров очага землетрясения по данным одной станции не представляется возможным. В разное время на территории региона ограниченное время действовали сейсмостанции «Амдерма» (1983 г.), сеть сейсмических станций для наблюдения за локальными сейсмическими процессами в пределах Кизеловского угольного бассейна (с 1957 г. до середины 1990-х гг.), с 1979 г. работает локальная сейсмическая сеть на Североуральском бокситовом месторождении. Ситуация изменилась в лучшую сторону в 1974 г. с открытием геофизической обсерватории «Арти», где была установлена сейсмическая станция.

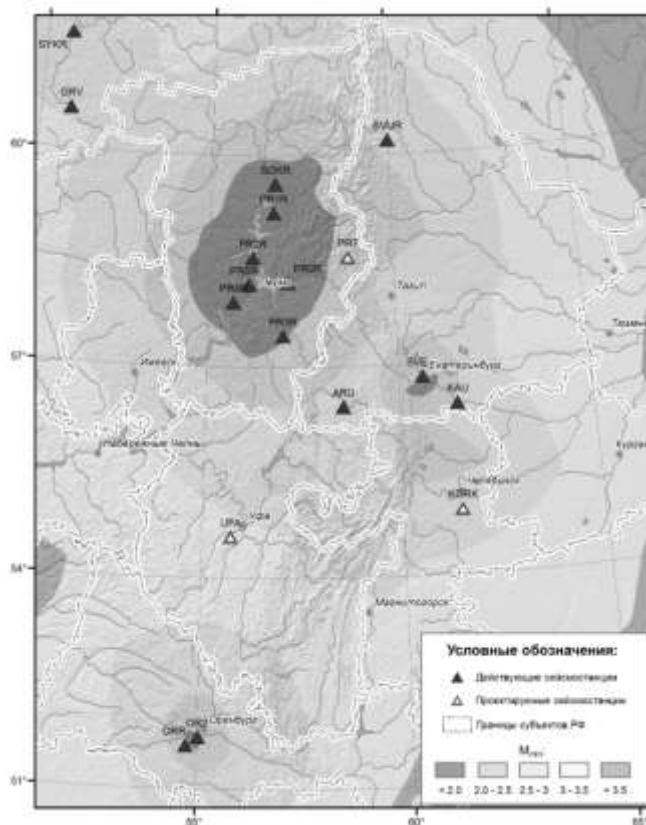
Интенсивное освоение в XX в. месторождений минерального сырья на Урале – Верхнекамского месторождения калийных солей, Северо-Уральского и Южно-Уральского бокситовых месторождений, Качканарской группы железорудных месторождений, нефтяных месторождений Волго-Уральской нефтяной провинции – привело к тому,

что к концу века техногенная нагрузка на недра в регионе существенно возросла. Вследствие этого к природной сейсмичности добавилась техногенная составляющая, которую можно рассматривать не только как самостоятельный феномен, но и как спусковой механизм природных землетрясений в геодинамически ослабленных зонах. В связи с этим с 1999 г. на территории Пермского края силами лаборатории природной и техногенной сейсмичности ГИ УрО РАН при сотрудничестве с ГС РАН и при поддержке Министерства природных ресурсов Пермского края начались работы по развертыванию региональной сети сейсмических наблюдений и организации непрерывного сейсмологического мониторинга региона [7].

В настоящее время Уральская сейсмическая сеть насчитывает 11 региональных сейсмостанций – PR0R, PR1R, PR2R, PR3R, PR4R, SVUR, KAUR, ORR, OR2, OR3, SVE, одну сейсмическую группу – PR6R, а также сейсмические станции федерального уровня «Соликамск» – SOKR и «Арты» – ARU [8]. Кроме станций Уральской сети, при необходимости к обработке региональных событий привлекаются данные с сейсмических станций SYKR, GRV (Республика Коми), TMCR, KLMR, PRMR (Архангельская сеть станций). В 2013 г. планируется ввести в эксплуатацию еще три региональные станции (рис. 1).

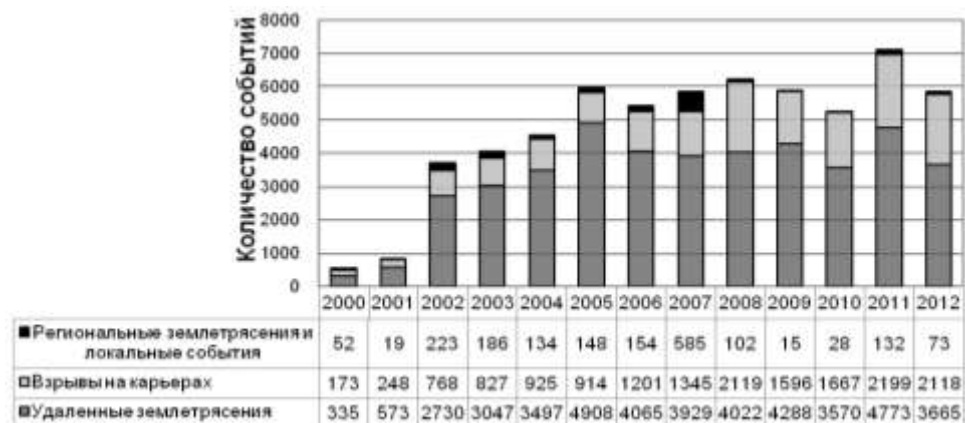
Как видно из рис. 1, за неполные 15 лет удалось создать систему, уверенно регистрирующую на большей части Урала все сейсмические события, начиная с магнитуды 2.5, а в пределах Пермского края – с  $M \geq 2$  [9–12]. В данной работе предпринята попытка обобщения данных наблюдений на Урале за последнее десятилетие.

На рис. 2 представлено распределение зарегистрированных сейсмических событий по типам за весь исследованный период. Видно, что, начиная с 2002 г., количество зарегистрированных событий, равно как и их распределение по типам, остается достаточно стабильным. Таким образом, можно сделать вывод, что с 2002 г. Уральская сейсмическая сеть обеспечивает представительную регистрацию как региональных, так и телесеизмических землетрясений.



**Рис. 1. Уральская сеть сейсмических станций и ее регистрационные возможности по состоянию на начало 2013 г.**





**Рис. 2. Результаты регистрации разномасштабных сейсмических событий за период с 2000 по 2013 г.**

Вариации общего количества ежегодно регистрируемых событий определяются прежде всего изменением потока сейсмических событий в рамках всего земного шара (это хорошо видно из сейсмических каталогов ГС РАН [13]). Однократное увеличение количества локальных событий в 2007 г. связано с развитием аварийной ситуации на руднике БКПРУ-1, большая часть (порядка 300 зарегистрированных событий) приходится на август и сопровождается образованием карстового провала в пределах зоны аварии.

Всего в результате обработки и интерпретации за 2002–2013 гг. было выделено 60 тыс. сейсмических событий различного масштабного уровня. Как видно из рис. 2, основную массу событий составляют удаленные землетрясения (~40 тыс.), около 13 тыс. событий – массовые и технологические взрывы на шахтах и карьерах региона, региональные и локальные события – ~2 тыс.

Выделив из всего каталога только те сейсмические явления, для которых нам удалось достоверно определить координаты эпицентра и магнитуду, а также, отбросив технологические взрывы, был построен график повторяемости, который представлен на рис. 3. Как видно из графика, доверительным для рассматриваемого периода является диапазон магнитуд, начиная с 1.5–2. В этой части график подтверждает теоретически полученные характеристики чувствительности сети. Сопоставление построенного графика повторяемости с графиками, полученными по данным исторических каталогов и наблюдений в течение XX в., показывает, что без постоянного сейсмологического мониторинга мы получаем существенно заниженный уровень общей сейсмичности для исследуемого региона. На эту же проблему указывает В.И. Уломов [14]. Приведенный на рисунке график повторяемости, построенный с использованием приведенных в [14] обобщенных данных о сейсмическом режиме Восточно-Европейской платформы и Урала для магнитуд больше 4, очень хорошо согласуется с нашим графиком повторяемости, полученным на основе наблюдений за 2002–2013 гг.

Сейсмический режим Урала характеризуется своими особенностями. Одной из них является наличие природно-техногенной составляющей, связанной с ведением горных работ и проявляющейся в виде горно-тектонических ударов, зачастую с макросейсмическими проявлениями на поверхности. Анализ пространственного распределения эпицентров всех сейсмических событий позволил выделить ряд зон, в которых реализуются как природные, так и техногенные сейсмические события (рис. 4).

Выделяются несколько очаговых зон, две из которых тяготеют к месторождениям, связанным с интенсивной добычей полезных ископаемых, таких, как Североуральское бокситовое месторождение (г. Североуральск) и Высокогорское медно-железорудное (г. Нижний Тагил). Присутствует рассеянная сейсмичность, характерная для слабоактивных в сейсмическом плане территорий.

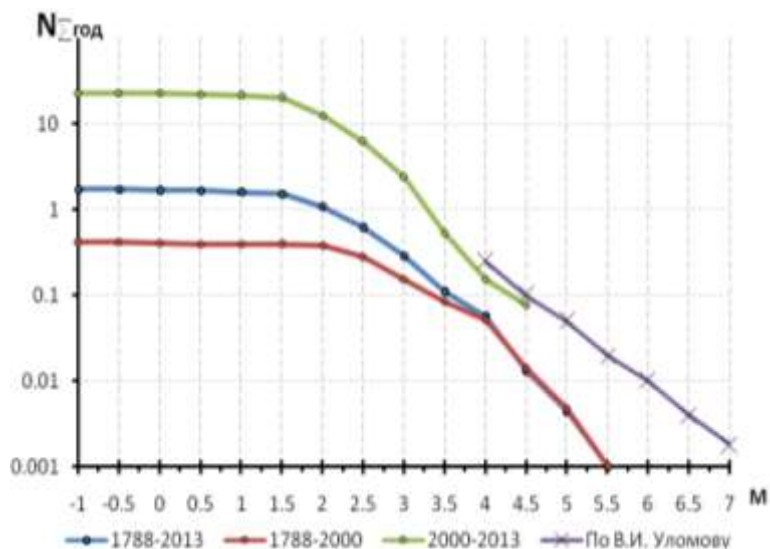


Рис. 3. Графики повторяемости землетрясений Уральского региона для различных интервалов наблюдений

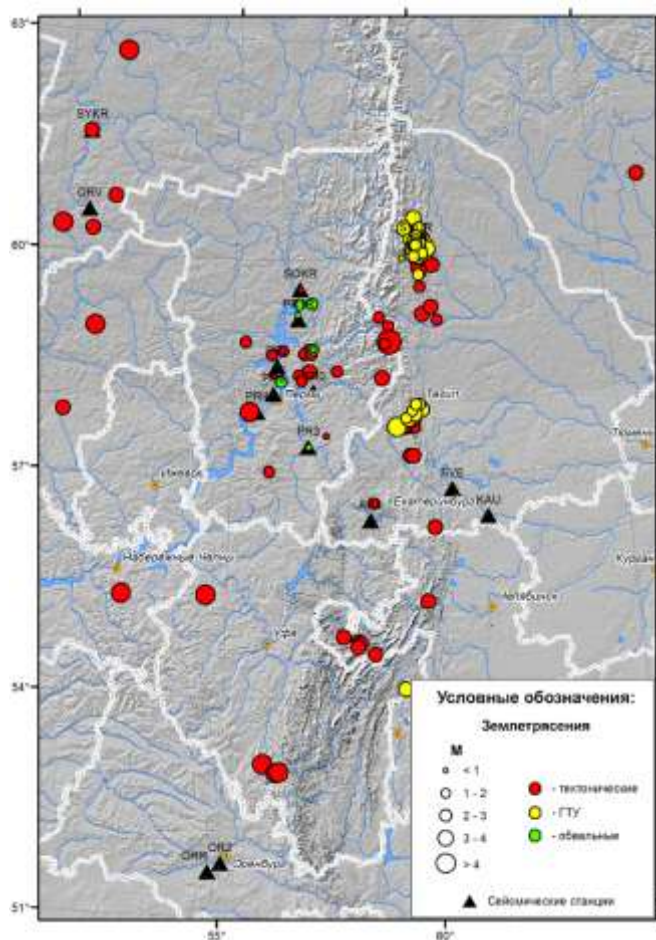


Рис. 4. Карта эпицентров сейсмических событий Уральского региона за период инструментальных наблюдений

На территории Пермского края повышение уровня сейсмической активности отмечается в Березниковском, Добрянском и Ильинском районах, где локальные магнитуды событий не превышают  $ML=2$ . Большая часть из них связана с процессами сульфатного и соляного карстообразования.

В районе Уральского хребта явным образом выделяется сейсмогенерирующая зона, в которую попадают как эпицентры наиболее крупных (и достоверных) исторических землетрясений, так и эпицентры инструментально зарегистрированных за описываемый период землетрясений. Там же находится очаг самого крупного на Урале в XXI в. тектонического землетрясения – Качканарского ( $ML=4.4$ ), по которому собран большой объем инструментальных и макросейсмических данных [15, 16]. Эта сейсмогенерирующая зона достаточно хорошо коррелирует с главным Уральским разломом, выделяемым как по геологическим, так и по геофизическим данным.

На примыкающей с запада к складчатым сооружениям Урала окраине Восточно-Европейской платформы наиболее крупные землетрясения происходят в южной части Республики Коми и в северной части Кировской области. Тектонически эта зона может быть связана с продолжающимся развитием Казанско-Кажимского авлакогена.

За период 2002–2013 гг. было зарегистрировано несколько тектонических землетрясений на территории Республики Башкортостан. Их очаги приурочены к Серноводско-Абдуллинскому авлакогену Русской плиты, зажатому между Татарским и Оренбургскими сводами [17].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Humboldt A.* Asie Centrale. Recherches sur les chaines de montagnes et de climatologie compareer // Tome premiere. – Paris, 1843. – P. 614.
2. *Орлов А.П.* О землетрясениях в Приуральских странах // Труды Общества естествоиспытателей при Императорском Казанском университете. – Казань, 1873. – Т. 3, № 3.
3. *Мушкетов И., Орлов А.* Каталог землетрясений Российской империи: с картою распространения землетрясений в России, чертежами и рисунками // Записки Императорского Русского географического общества по общей географии. – Т. 26.
4. *Вейс-Ксенофонтова З.Г., Попов В.В.* К вопросу о сейсмической характеристике Урала // Труды Сейсмологического института АН СССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1940. – № 10. – 12 с.
5. *Силина И.К.* История сейсмической станции «Екатеринбург»–«Свердловск» // Урал. – Екатеринбург, 2001. – № 2.
6. *Кашубин С.Н. и др.* Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона. – Екатеринбург: УрО РАН, 2001.
7. *Землетрясения Северной Евразии, 2005 год* / Гл. ред. О.Е. Старовойт. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – 492 с.
8. *Сейсмологический мониторинг Западного Урала* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://pts.mi-perm.ru/region/index.htm>.
9. *Маловичко А.А., Маловичко Д.А., Голубева И.В., Иванова Ю.В.* Природная и техногенная сейсмичность Урала // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. – 2005. – № 1. – С. 9–18.
10. *Голубева И.В.* Наиболее крупные сейсмические события, зафиксированные Уральской сетью сейсмических станций за период с 1999 по 2008 год // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Четвертой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 54–58.
11. *Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы* / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Кн. 1: Землетрясения. – Петрозаводск: КНЦ РАН, 2007. – 381 с.
12. *Землетрясения Северной Евразии, 2006 год* / Гл. ред. О.Е. Старовойт. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – 504 с.
13. *ГС РАН. Оперативный сейсмологический каталог* (сеть телесеизмических станций) [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [ftp://ftp.gsras.ru/pub/Teleseismic\\_Catalog](ftp://ftp.gsras.ru/pub/Teleseismic_Catalog).
14. *Уломов В.И., Шумилина Л.С.* Проблемы сейсмического районирования территории России. – М.: ВНИИГТПИ Госстроя России, 1999. – 56 с.
15. *Верхоланцев Ф.Г., Дягилев Р.А.* Качканарское землетрясение 29 марта 2010 года. Макросейсмические проявления // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 46–55.
16. *Дягилев Р.А., Голубева И.В.* Параметры Качканарского землетрясения 29 марта 2010 г. по инструментальным данным // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 89–93.
17. *Verkholantsev Ph. G., Golubeva I.V.* On seismic activity in the South-East part of Russian plate in accordance with instrumental data in 2011–2012 // 33-rd General Assembly of the European Seismological Commission. – Moscow, 2012.

# ВОЗМОЖНОЕ ВЛИЯНИЕ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ НА СЕЙСМИЧНОСТЬ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

А.Н. Виноградов, С.В. Баранов  
*Кольский филиал ГС РАН, г. Анапиты*

**Аннотация.** Рассматривается сейсмичность северо-западной части баренцевоморского шельфа по данным региональной сети станций за период с 2000 по 2012 год. Установлено, что количество слабых сейсмических событий возрастает в период положительных температур воздуха со второй половины июля по конец сентября. Для объяснения обнаруженного феномена выдвинута гипотеза, связывающая сезонные вариации сейсмичности с оползневыми процессами на шельфе, которые активизируются с наступлением теплого времени года. Показано присутствие в районе исследований всех факторов, способствующих образованию подводных оползней (рельеф дна, сейсмичность, грязевой вулканизм, наличие слоя газовых гидратов). Анализ записей сейсмической группы SPI выявил наличие волновых форм, удовлетворяющих критерию оползневого события.

**Abstract.** The paper considers seismicity of North-West part of Barents Sea shelf based on the data by regional network for 2000–2012. We found out that the number of weak seismic events increases during the period of positive temperatures from the second part of July until the end of September. To explain this phenomenon we have proposed a hypothesis, which deals the seasonal variation of seismicity with landslide process in the Barents Sea shelf. The landslide processes become more active after the frost-free season is came. We showed the in the shelf area there are all the factors for forming submarine landslides (the bottom relief, seismicity, mud volcanism, and gas hydrate layer). By means of analyzing data by SPI seismic group, we revealed that some waveforms obey landslide event criterion.

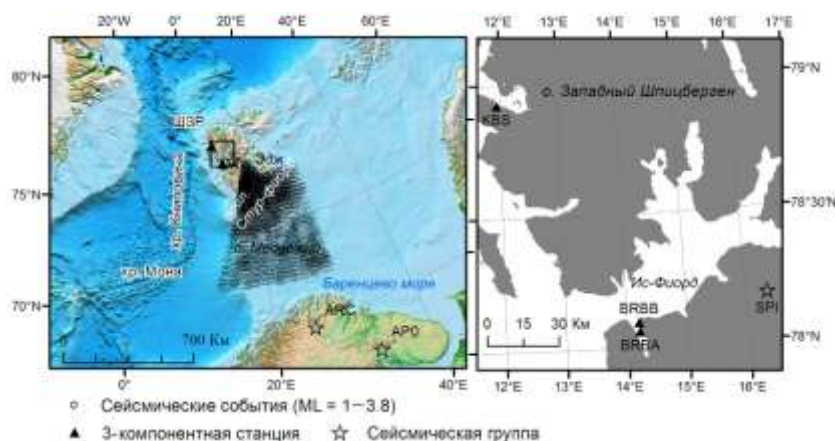
## **Введение**

В ходе ретроспективного изучения сейсмичности района архипелага Шпицберген по данным региональной сейсмической сети (рис. 1) за 1992–2012 гг. был обнаружен сезонный характер годовых вариаций количества землетрясений на территории архипелага Шпицберген и в северо-западной части шельфа Баренцева моря [1].

Для детального изучения этого феномена был проанализирован временной ход сейсмичности на территории, ограниченный прямоугольником от 72 до 83°N и от 8°W до 30°E по данным региональной сети (рис. 1) за период с 2000 по 2008 год. В пределах опорного полигона выделено шесть ареалов с различной морфологией и геодинамическим режимом: в океане это Шпицбергенская зона разломов (ШЗР), СОХ Мона и Книповича; на островной суше – покрытые ледниками гористые острова Западный Шпицберген (преимущественно горно-долинный тип ледников) и Северо-Восточная Земля (покровное оледенение); в северо-западной части баренцевоморского шельфа от пролива Стур-фьорд до острова Медвежий (рис. 1).

В результате исследования было установлено, что на островах Северо-Восточная Земля и Западный Шпицберген, а также в северо-западной части шельфа Баренцева моря количество вариаций сейсмичности совпадают с сезонными колебаниями температуры воздуха в приземном слое. Количество сейсмических событий возрастает в период положительных температур: с июня по сентябрь, затем с наступлением отрицательных темпе-

ратур начинается спад, продолжающийся до конца года. В то же самое время в зонах СОХ данное явление не наблюдается. Обнаруженная закономерность позволила связать сезонный характер сейсмичности с таянием ледников в период положительных температур. В этот период увеличивается водонасыщение ледниковых покровов и создаются благоприятные условия для растрескивания и аномально быстрых подвижек «пульсирующих» ледников, а также для синхронного увеличения масштабов краевого обрушения выводных ледников, налегающих на поверхность моря. Динамические процессы в ледниковых покровах генерируют сейсмическую эмиссию, регистрируемую региональной сетью сейсмомониторинга как слабые землетрясения.



**Рис. 1. Сейсмичность северо-западной части шельфа Баренцева моря, региональная сеть сейсмического мониторинга и основные сейсмогенные зоны Западной Арктики**

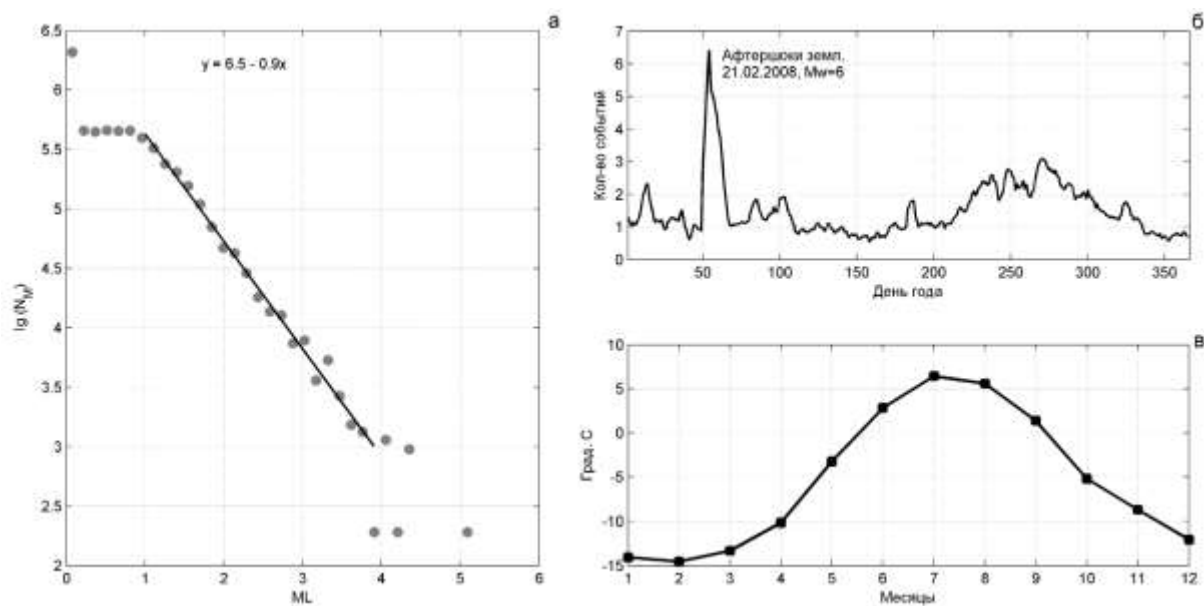
Подобные сезонные вариации сейсмичности были обнаружены А.Я. Сидориным [2] на Гармском полигоне, где количество землетрясений согласуется с внутригодовыми изменениями высоты снежного покрова и уровня воды в реке.

Другим проявлением деструкции ледниковых покровов является акустическая эмиссия. Сейсмоакустические наблюдения, проводимые КоФ ГС РАН на ледниках северного берега залива Ис-фьорд летом 2012 г., доказали, что процессы деструкции ледниковых покровов генерируют как сейсмические, так и инфразвуковые сигналы. Таким образом, сезонные колебания температуры воздуха влияют на гидрологический режим ледниковых покровов, вызывая их разрушение, которое генерирует инфразвуковую и сейсмическую эмиссии.

### **Сейсмичность северо-западной части шельфа Баренцева моря**

Похожие вариации сейсмической активности также были обнаружены в северо-западной части шельфа Баренцева моря – зоны от пролива Стур-фьорд до острова Медвежий. Количество сейсмических событий магнитудой ( $ML$ ) от 1 до 3.8 (рис. 2 а) в этой зоне возрастает с конца июня по конец сентября – период положительных температур (рис. 2 б, в). Если рассматривать землетрясения с  $ML \geq 2.2$ , то сезонность не наблюдается, что объясняется тектоническим характером этих событий.

В данном случае обнаруженная сезонность слабых событий не может быть объяснена усилением деструкции криосферы в теплый сезон года, поскольку зона находится под водой. Наиболее вероятным объяснением обнаруженной сезонности в этой геологической обстановке может служить резкое изменение массопотоков аллювиального материала, выносимого в акваторию талыми ледниковыми водами в теплый сезон года [3]. Скорость седиментации в этот период возрастает десятикратно, приводя к лавинному типу осадконакопления на крутых участках прибрежной зоны архипелага и на континентальном склоне. В результате образуются подводные оползни [4], фиксируемые сейсмомониторинговой сетью как слабые землетрясения.



**Рис. 2. Характеристики сейсмического режима северо-западной части шельфа Баренцева моря за 2000–2012 гг.:**

**а** – график повторяемости; **б** – среднегодовое количество сейсмических событий с  $1 \leq ML \leq 3.8$  по дням года (метод наложения эпох); **в** – вариации температуры воздуха за 2000–2012 гг. по данным метеостанции в Лонггире (метод наложения эпох)

Второй динамический фактор, способный внести существенный вклад в образование подводных оползней, является грязевой вулканизм. В шпицбергенском сегменте баренцевоморского шельфа выявлено почти повсеместное распространение на дне моря покмарков и сипов, указывающих на дегазацию осадочного чехла дна, особенно интенсивную в обширных очаговых ареалах грязевого или флюидолитокластического вулканизма между островом Медвежий и архипелагом Шпицберген [4, 5]. Кроме того, в 1993 г. на континентальном склоне в районе о. Медвежий на глубине 1250 м был обнаружен один из крупнейших в Мировом океане подводный грязевой вулкан Хакон Мосби с диаметром кратера более 1 км и признаками современной перманентной дегазации [6].

Другим фактором, инициирующим подводные оползни, являются газовые гидраты. При выходе термобарических параметров из зоны устойчивости под действием сотрясения или колебаний температуры кристаллическая структура газового гидрата разрушается, и объем вещества (газа) увеличивается в сотни раз, что приводит к росту порового давления и инициирует оползни [7–9].

Газовые гидраты в акватории Шпицбергена залегают повсеместно, а на шельфе Баренцева моря мощность их слоя достигает 400 м [10]. Кроме того, авторами уже высказывалась и обосновывалась гипотеза о связи сейсмической активности в районе пролива Стур-фьорд и дегазации морского дна, обусловленной деструкцией газовых гидратов [11, 12]. В пользу этого предположения также свидетельствует смещение ареала промыслового обитания трески, наблюдаемое после землетрясения 21.02.2008 г. ( $M_w=6$ ) к югу от Стур-фьорда [13] под действием сейсмостресса и губительного для морских обитателей метана, который выделяется при разрушении газогидратов.

Таким образом, в северо-западной части баренцевоморского шельфа присутствуют все факторы, способствующие возникновению подводных оползней.

#### **Обнаружение возможных проявлений оползневой активности**

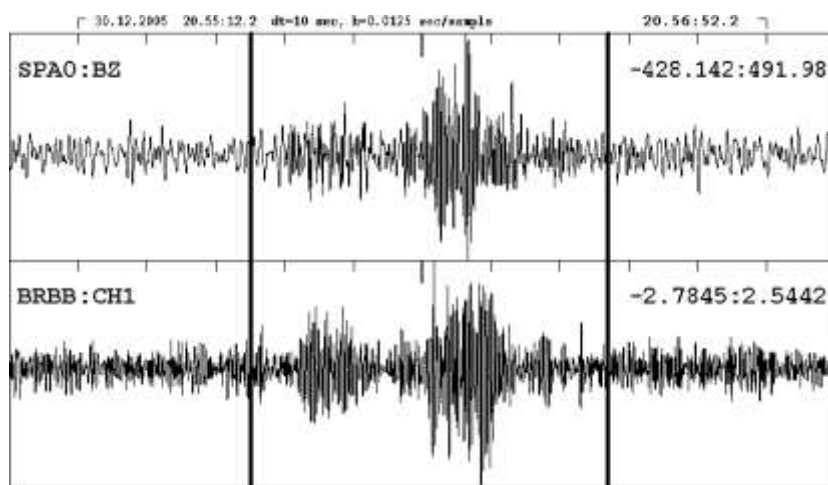
Для проверки гипотезы об оползневой природе слабых сейсмических событий, регистрируемых на северо-западе баренцевоморского шельфа, была предпринята попытка отыскать их проявления на записях станций Шпицбергена (рис. 1).

Для идентификации оползней на сейсмограммах были использованы следующие критерии: «в отличие от записей взрыва и землетрясения, где максимум амплитуды достигается на первых секундах события, запись оползня не имеет четкого первого вступления, характеризуется медленным нарастанием амплитуды и является самой низкочастотной» [14].

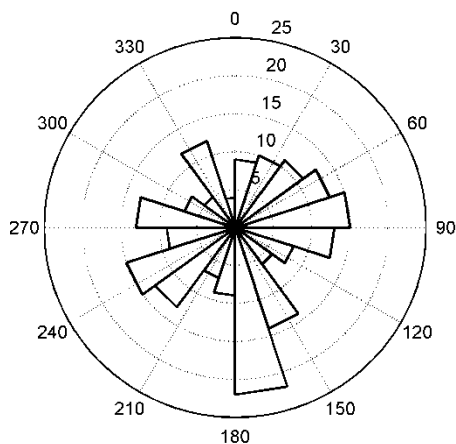
Для поиска оползней была создана алгоритмическая реализация этого критерия: если отношение сигнал/шум превышает 3 и если средняя амплитуда сигнала в полосе 1–3 Гц в два раза превышает амплитуду сигнала в полосе 3–5 Гц, то выделенный фрагмент объявляется участком сейсмограммы, соответствующим оползню. Дальнейшее решение выделенных таким образом фрагментов принималось опытным оператором с привлечением данных сейсмической группы SPI. Если же на записи группы SPI соответствующий сигнал отсутствовал, то так участок отбраковывался. Работоспособность этого критерия подтвердилась на записях схода ледника Колка 20.09.2002 г. и оползня в Заюково 25.05.2005 г., полученных станциями телеметрической системы Кавказских Минеральных Вод.

На рис. 3 показана сейсмограмма события, которое мы относим к возможным оползням, произошедшего 30.12.2005 г. севернее Северо-Восточной Земли. Определить координаты эпицентра такого события затруднительно ввиду отсутствия возможности отметить время вступления сейсмических волн. Однако возможно определить азимут по сейсмической группе SPI. Оценка азимута дает направление на Северо-Восточную Землю.

За период с мая по июль 2009 г. в районе архипелага Шпицберген было обнаружено 38 сейсмических событий предположительно оползневой природы. Судя по азимутам прихода сигналов на группу SPI (рис. 4), большинство из них приурочено к северо-западной части Баренцева моря.



**Рис. 3.** Запись оползня 30.12.2005 г. в районе Северо-Восточной Земли сейсмическими станциями BRBB и SPI. Участок, соответствующий событию, расположен между двумя вертикальными прямыми



**Рис. 4.** Гистограмма азимутов на источники сейсмических сигналов от событий предположительно оползневой природы в мае–июле 2009 г., рассчитанных по группе SPI

### **Заключение**

Выявлен сезонный характер слабой сейсмичности северо-западной части шельфа Баренцева моря. Высказана гипотеза, связывающая обнаруженную сезонность с оползневыми процессами на шельфе. В пользу этой гипотезы свидетельствуют следующие факты. Во-первых, наличие всех факторов, способствующих возникновению подводных оползней. Во-вторых, анализ записей сейсмической группы SPI выявил наличие волновых форм, удовлетворяющих критерию оползневого явления. Подтверждение гипотезы о влиянии событий оползневой природы на динамику слабой сейсмичности требует дополнительных исследований.

Общий вывод – оползневые явления в северо-западной части шельфа Баренцева моря, остающиеся до последнего времени вне поля зрения региональной сейсмологии, являются дополнительным фактором природного риска, который необходимо учитывать при промышленном освоении территории шельфа.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. *Асминг В.Э., Баранов С.В., Виноградов А.Н., Виноградов Ю.А.* Сезонный характер сейсмичности в районе архипелага Шпицберген // Вестник МГТУ. – 2009. – Т. 12, № 4. – С. 571–575.
2. *Сидорин А.Я.* Синхронные сезонные изменения гидрорежима и активности слабых землетрясений в Гармском районе // Геофизические процессы и биосфера. – 2011. – Т. 10, № 3. – С. 66–73.
3. *Тарасов Г.А.* Современное водно-ледниковое осадкообразование в фиордах Западного Шпицбергена // Комплексные исследования природы архипелага Шпицберген. – М.: Геос, 2009. – Вып. 9. – С. 394–400.
4. *Forwick M., Baeten N.J., Vorren T.O.* Pockmarks in Spitsbergen fjords // Norwegian J. of Geology. – 2009. – V. 89. – P. 65–77.
5. *Judd A.G., Hovland M.* Fluids on sea bottom. – Cambridge, 2009. – 477 p.
6. *Vogt P.R., Cherkashev G., Ginsburg G., Ivanov G., Milkov A., Crane K., Sundvor E., Pimenov N., Egorov A.* Naakon Mosby Mud Volcano provides unusual example of venting // Eos, Transactions American Geophysical Union. – 1997. – V. 78, I. 48. – P. 549–557.
7. *Huhnerbach V., Masson D.G.* Landslides in the North Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behaviour // Marine Geology. – 2004. – V. 213. – P. 343–362.
8. *Locat J., Lee H.J.* Submarine landslides: Advances and challenges // Canadian Geotechnical J. – 2002. – V. 39. – P. 193–212.
9. *Mountjoy J., Pecher I., Henrys S., Barnes P., Plaza-Faverola A.* Creeping deformation mechanisms for mixed hydrate-sediment submarine landslides // Geophysical Research Abstracts. – 2013. – V. 15.
10. *Мельников В.П., Спесивцев В.И.* Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. – Новосибирск: Наука, 1995. – 198 с.
11. *Баранов С.В., Виноградов А.Н.* Возможные причины аномальной сейсмической активности в проливе Стур-фьорд (архипелаг Шпицберген) в 2008–2009 гг. // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. – 2010. – № 4.
12. *Baranov S.V.* Modeling and simulating an aftershock process caused by a strong earthquake in the Barents Sea shelf // Russ. J. Earth. Sci. – 2011. – V. 12. – P. 1–9.
13. *Виноградов А., Баранов С., Жичкин А., Мусеев Д.* Влияние сейсмичности на распределение рыбных скоплений на западной окраине Баренцевоморского бассейна // Рыбные ресурсы. – 2011. – № 2. – С. 18–21.
14. *Соколова И.Н., Шенелев О.М.* Идентификация записей оползней на сейсмограммах // Вестник НЯЦ РК. – 2005. – С. 165–168.



## СЕЙСМИЧЕСКИЕ И ИНФРАЗВУКОВЫЕ СИГНАЛЫ, ГЕНЕРИРУЕМЫЕ ДВИЖЕНИЕМ ЛЕДНИКОВ

Ю.А. Виноградов, С.В. Баранов  
*Кольский филиал ГС РАН, г. Апатиты*

**Аннотация.** В июне–сентябре 2012 г. КоФ ГС РАН проводил исследования по регистрации сейсмических и инфразвуковых сигналов, вызываемых движением ледников, расположенных на северном берегу залива Ис-фьорд архипелага Шпицберген. Основная задача исследований – показать возможность записи сигналов, вызванных ледотрясениями, разработать методику их обработки, обнаружить возможные предвестники подвижек ледников.

**Abstract.** During the period from June till September, 2012 Kola Branch GS RAS performed an experiment for registration of seismic and infrasonic emission caused by destruction of glaciers in the northern coast of Isfjorden, Svalbard. The main tasks of the experiment were to record seismic and infrasonic response of glaciers destruction, suggest methodologies for detection and location of icequakes based on seismic and infrasound data, and reveal possible seismic and infrasonic precursors of glacier motion as well.

Известно, что растрескивание (crevassing), аномально быстрые подвижки (surging) пульсирующих ледников, краевое обрушение выводных ледников, налегающих на поверхность моря (calving of tide glaciers) генерируют сейсмические сигналы [1, 2], так называемые ледотрясения. Имеются многочисленные рассказы очевидцев и видеозаписи этих процессов, свидетельствующие не только о генерации сейсмического эффекта, но и акустической эмиссии. Акустическому отклику деструкции ледниковых покровов, в отличие от сейсмичности ледников, в научной литературе практически не уделяется внимания. Частично недостаток исследований по этой теме объясняется отсутствием сети инфразвукового мониторинга вблизи ледников. Вместе с тем использование сейсмоинфразвукового мониторинга и GPS-наблюдений способно не только дать приращение научного знания в области естественных наук, но и продвинутся в решении общественной задачи – прогнозирования ледниковых подвижек и схода ледников.

12 июня 2012 г. в рамках работ по мониторингу геофизических процессов в криолитосфере архипелага Шпицберген сотрудниками Кольского филиала Геофизической службы (КоФ ГС) РАН, было установлено оборудование для наблюдения за активностью ледников на северном берегу залива Ис-фьорд. Оборудование включало станцию GPS-наблюдения и широкополосную сейсмическую станцию, установленную у подножия ледника. Наблюдения велись в течение летнего периода, вплоть до 22 сентября, после чего сейсмостанция и GPS-станция были демонтированы.

В рамках исследования предполагалось окончательно ответить на вопрос о связи ледотрясений и инфразвуковых событий, регистрируемых инфразвуковой группой BRBB с северного направления, где расположены ледники Эсмарка, Нансена, Борербрин, Веттербрин, Харриетбрин. Гипотеза о наличии такой связи высказывалась ранее на основании соответствия сезонных вариаций сейсмической и акустической эмиссий и температуры воздуха в приземном слое [3–5]. Вместе с тем прямое доказательство этой гипотезы до настоящего времени отсутствовало, поскольку не удавалось обнаружить сейсмические события, которые бы ассоциировались с инфразвуковыми сигналами, и, следовательно, локализовать источники этих сигналов.

Таким образом, с помощью установленного оборудования и региональной сети сейсмических станций, включающей единственную в Западной Арктике сейсмоинфразвуковую группу BRBB, предполагалось наблюдать подвижки тела ледников Эсмарк и Нансен, локальные проявления сейсмической активности, в частности льдотрясения, и регистрировать инфразвуковые сигналы с последующей совместной обработкой и увязкой полученных данных.

### **Методика работ**

Регистрация сейсмических и акустических сигналов осуществлялась сейсмоинфразвуковой станцией BRBB [3], состоящей из широкополосного сейсмометра GURALP 3-ESPC POLAR и трехэлементной инфразвуковой группы. Станция располагается в 22 км южнее ледника. Для контроля возможных крупномасштабных подвижек тела ледника, была установлена пара высокоточных одночастотных GPS-приемников Spectra Precision Epoch 10, один из которых находился в пос. Баренцбург и исполнял роль опорной станции, второй был установлен непосредственно на поверхности ледника на расстоянии 27 км от поселка. Совместная обработка данных пары таких GPS-приемников при подобной конфигурации позволяет определять координаты измеряемой точки с ошибкой, не превышающей десятков сантиметров.

Регистрация локальных сейсмических событий велась портативным трехкомпонентным широкополосным сейсмометром Guralp CMG-6TD (далее – станция ESM), обладающим встроенным 24-разрядным аналогово-цифровым преобразователем и 16 Гб внутренней памяти для хранения собранных данных. Датчик был установлен на обнажении скальных пород примерно в 2 км от фронта ледника Эсмарка. Сейсмометр и станция GPS-наблюдения были оборудованы независимыми системами энергообеспечения на основе солнечных батарей и щелочных аккумуляторов емкостью 70 А/ч.

Для уточнения локации наиболее сильных сейсмических событий использовались данные широкополосной станции KBS, сети IRIS и сейсмической группы SPI, принадлежащей норвежской сейсмологической службе NORSAR.

Ввиду удаленности и труднодоступности района установки сейсмостанции ESM и GPS-станции, они находились без обслуживания и контроля работоспособности более трех месяцев. Таким образом, оценить качество работы и состояние оборудования удалось лишь по завершении эксперимента. Тогда же и выяснилось, что станция GPS-наблюдения разрушена, вероятно, белым медведем, привлеченным запахом человека. Анализ данных собранных станцией показал, что она функционировала менее суток. Сама станция, прочно закрепленная в теле ледника, была обнаружена в 94 м ниже по направлению сползания ледника.

### **Обработка данных**

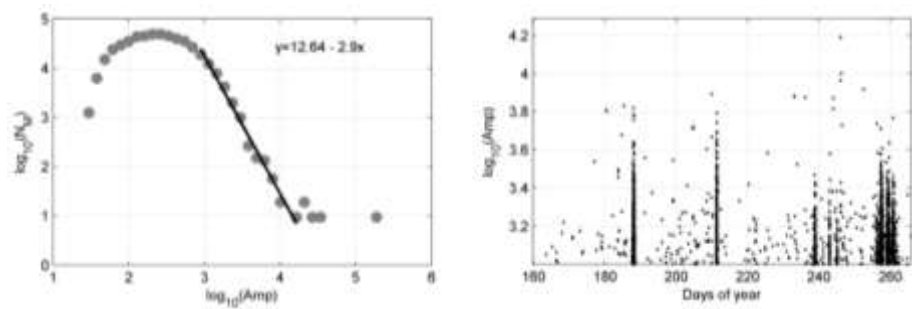
Для обнаружения сейсмических событий по данным станции ESM использовался автоматический детектор, основанный на отношении STA/LTA. С его помощью было обнаружено 19862 сигнала с отношением STA/LTA больше 3. Применение столь простого метода детектирования является оправданным, поскольку станция ESM расположена в безлюдном месте, вдали от источников техногенного шума.

Среди выделенных детектором STA/LTA сигналов, как правило, присутствуют ложные срабатывания. Кроме того, детектор STA/LTA не определяет времена вступления сейсмических волн и, следовательно, не выполняет оценку расстояния до источника. Для исключения ложных срабатываний и тектонических землетрясений из удаленных районов (например, СОХ) мы ограничились рассмотрением фрагментов записей с соотношением сигнал/шум больше 3 и логарифмом амплитуды больше 2.5 и меньше 3.8, для которых выполняется закон Гутенберга–Рихтера – количество событий убывает с ростом логарифма энергии (рис. 1 а). Таким условиям удовлетворяет 9273 фрагмента записей. Для проверки эффективности работы детектора часть событий была обработана вручную.

Проверка 100 случайно отобранных фрагментов показала:

- 1) все фрагменты соответствуют реальным сейсмическим событиям;
- 2) эти события произошли на расстоянии до 20 км от станции ESM;
- 3) точное определение координат эпицентра большинства этих событий затруднено по причине нечетких выступлений объемных волн;
- 4) поляризация большей части событий указывает на их приход со стороны ледников северного берега залива Ис-фьорд.

Таким образом, обнаруженные события в первом приближении отражают ход сейсмического процесса в районе ледников вблизи станции ESM.



**Рис. 1. Сейсмическая эмиссия в районе ледников Эсмарка и Нансена по данным станции ESM:**

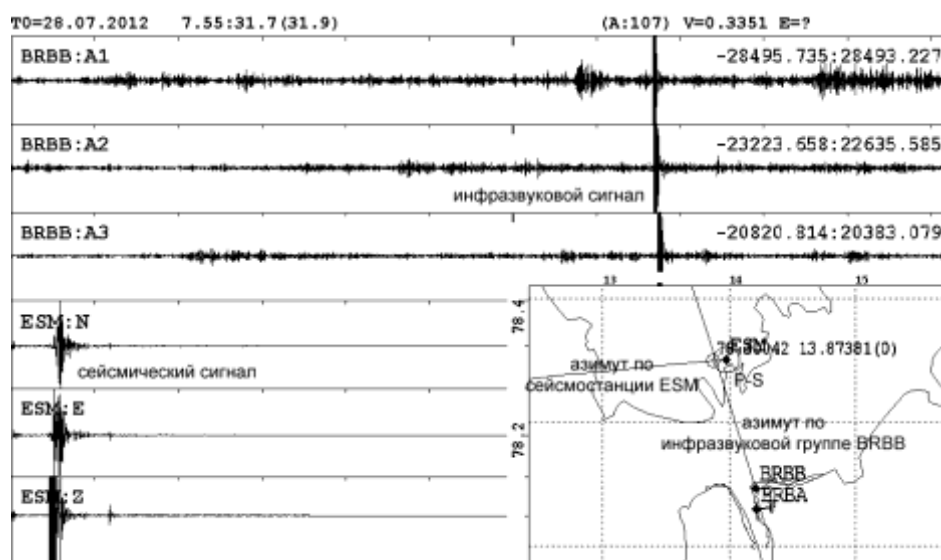
**а – график повторяемости; б – зависимость амплитуды событий от времени**

Распределение событий во времени неравномерно. Четко выделяются периоды активизации сейсмичности, приходящиеся на 188 (6 июля), 211 (29 июля), 238 (25 августа) дни года (рис. 1 б). К настоящему моменту мы не можем утверждать, что наблюдаемая активизация сейсмичности обусловлена деструкцией ближайших ледников (Эсмарка и Нансена). Вместе с тем наиболее сильная активизация сейсмичности приходится на период с 254 (10 сентября) по 264 (30 сентября) дни года. Установленная закономерность совпадает с сезонным характером как сейсмической, так и инфразвуковой эмиссий острова Западный Шпицберген [4, 5], когда количество сейсмических и инфразвуковых событий возрастает с середины лета до конца сентября. Указанные вариации сейсмической и инфразвуковой эмиссий также соответствуют сезонным колебаниям температуры воздуха на архипелаге – количество сейсмических и инфразвуковых событий на архипелаге возрастает с ростом температуры воздуха.

Для обнаружения сигналов, генерируемых процессами деструкции ледников в сейсмическом и инфразвуковом диапазонах, использовались результаты инфразвукового мониторинга, проводимого на Шпицбергене КоФ ГС РАН с 2011 г. [3]. Из имеющегося каталога инфразвуковых событий были выбраны те, азимуты которых направлены на ледники, расположенные к северу от станции BRBB ( $\pm 45^\circ$  от севера) на противоположном берегу залива Ис-фьорд. Этому условию удовлетворяло 400 событий. Затем выполнялся поиск соответствующих сейсмических сигналов с отношением STA/LTA больше 3, зарегистрированных станцией ESM. Если разность времен прихода звуковой волны на станцию BRBB и срабатывания детектора STA/LTA находились в интервале от 28 до 120 с (что приблизительно соответствует задержке прихода звуковой волны с расстояний до 100 км от станции ESM), то анализируемое событие и сейсмический сигнал помечались как потенциальное сейсмоинфразвуковое событие. Таким способом было отобрано 110 потенциальных инфразвуковых событий.

На следующем этапе вручную выполнялась отбраковка ложных ассоциаций и определение координат эпицентров (локация) потенциальных сейсмоинфразвуковых событий. Локация сейсмоинфразвуковых событий осуществлялась совместно с использованием сейсмических и инфразвуковых сигналов. В случае выраженной поляризационной

картины сейсмической записи уточнялись времена прихода объемных волн на станцию ESM и определялся азимут на источник. Координаты эпицентра определялись с учетом азимута, рассчитанного по инфразвуковой группе BRBB (рис. 2). Если же поляризационная картина сейсмической записи выражена слабо, из-за чего момент вступления  $S$ -волны определяется нечетко, то за координаты эпицентра принималась точка пересечения азимутов, рассчитанных по сейсмической ( $P$ -волна) и инфразвуковой записям.



**Рис. 2. Определение координат эпицентра.**  
Пример инфразвуковой (станция BRBB) и сейсмической (станция ESM) записей события с ледника Нансена

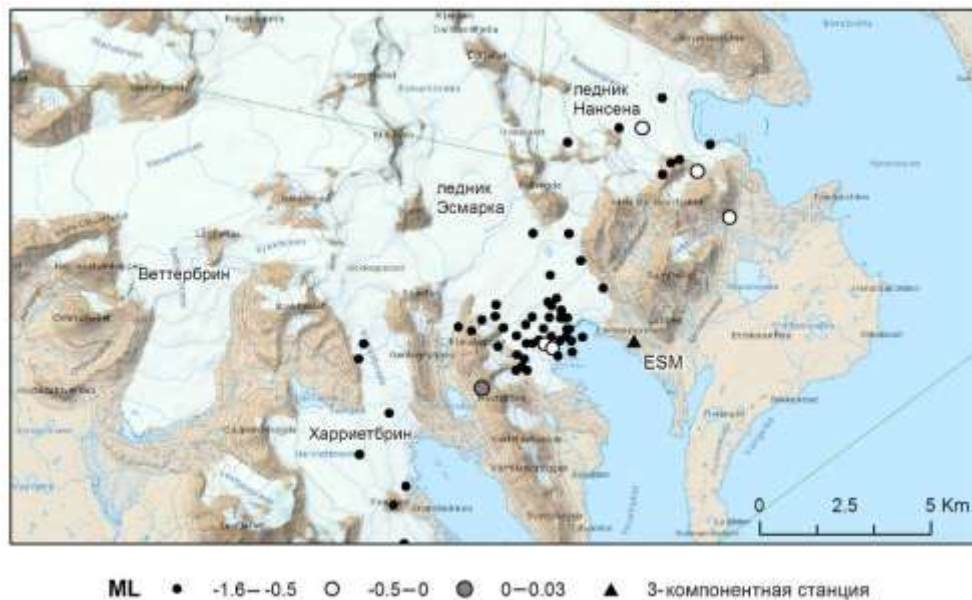
По определенным таким образом координатам оценивалась скорость прихода звуковой волны на группу BRBB. Если она составляла  $0.34 \pm 0.03$  км/с (скорость звука в атмосфере), то анализируемая пара сигналов считалась сейсмоинфразвуковым событием, в противном случае – отбраковывалась.

Для выделения сейсмических событий, произошедших непосредственно на ледниках, использовалась методика детектирования по образцу [6]. Идея методики заключается в сравнении сейсмической записи с заранее отобранными образцами (master events). Событие-образец движется по записи, подобно обработке окном, и на каждом шаге вычисляется коэффициент корреляции образца и соответствующего участка сейсмограммы. Как только коэффициент корреляции становится больше пороговой величины (в нашем случае – 0.5), объявляется сейсмическое событие, которому приписывается тот образец, на котором достигнута максимальная корреляция. Выделенные таким образом участки записей обрабатывались вручную. С одной стороны, данная методика позволяет уверенно обнаруживать слабые сейсмические сигналы практически без ложных срабатываний, которые присущи STA/LTA-детекторам. С другой стороны, критерий корреляционной похожести волновых форм гарантирует близость эпицентров найденных событий и образцов.

По методике детектирования событий по образцу было обнаружено 184 события с магнитудами от  $-2$  до  $0.3$ , большая часть из которых произошла на леднике. Более половины (114) событий приурочены к краю ледника Эсмарка (рис. 3).

Таким образом, в условиях Шпицбергена возможна уверенная регистрация слабых льдотрясений на расстояниях до  $23$  км с помощью цифровых сейсмостанций. В результате обработки данных разными методами составлен каталог сейсмичности района ледников за период июнь–сентябрь 2012 г., который содержит данные о 228 событиях. Все выделенные события имеют четкую запись на станции ESM и выраженную поляризационную картину объемных волн.

67 сейсмических событий вызвали инфразвуковые волны, и классифицированы нами как сейсмоинфразвуковые, 46 из которых приходится на ледник Эсмарка, 19 – на его край (рис. 3). Мы предполагаем, что эти события сгенерированы обрушением края ледника (calving). События, произошедшие на удалении от края ледника, по всей видимости, связаны с процессом образования трещин в теле ледника (crevassing).



**Рис. 3. Сейсмоинфразвуковые события, произошедшие в районе ледников на северном берегу залива Ис-фьорд с 11.06 по 22.09.2012 г.**

### Выводы

В ходе проведения работ выявлено:

- за исследуемый период ледник переместился на расстояние 94 м;
- сейсмоинфразвуковым мониторингом выделено 228 событий, произошедших в районе ледников на северном берегу залива Ис-фьорд. Около половины (117) этих событий приурочены к краю ледника Эсмарка и, скорее всего, генерируются обрушениями края ледника;
- в условиях архипелага Шпицберген возможна уверенная регистрация льдотрясений с отрицательными магнитудами на расстояниях до 23 км с помощью цифровых сейсмостанций;
- экспериментально доказано, что деструкция ледников генерирует как сейсмическую, так и инфразвуковую эмиссии.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Kohler A., Chapuis A., Nuth C., Kohler J., Weidle C.* Autonomous detection of calving-related seismicity at Kronebreen, Svalbard // *The Cryosphere*. – 2012. – V. 6. – P. 393–406.
2. *Lefauconnier B., Hagen J.O.* Surging and calving glaciers in eastern Svalbard // *Norsk Polarinstitutt Medlelser*. – Oslo: NPI, 1991. – 116 p.
3. *Асминг В.Э., Баранов С.В., Виноградов Ю.А., Воронин А.И.* Сейсмоинфразвуковой мониторинг на Шпицбергене // *Сейсмические приборы*. – 2012. – Т. 48, № 3. – С. 20–33.
4. *Асминг В.Э., Баранов С.В., Виноградов А.Н., Виноградов Ю.А.* Сезонный характер сейсмичности в районе архипелага Шпицберген // *Вестник МГТУ*. – 2009. – Т. 12, № 4. – С. 571–575.
5. *Vinogradov Yu.A., Baranov S.V.* Seasonality of Svalbard Region seismicity // *Books of abstracts 33rd General Assembly of the European Seismological Commission (GA ESC 2012)*. – Moscow, 2012. – P. 46–47.
6. *Gibbons S.J., Ringdal F.* The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation // *Geoph. J. Inter.* – 2006. – V. 165, I. 1. – P. 149–166.

# СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА УРОВНЯ СЕЙСМИЧНОСТИ ЗАДАНОЙ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ОБЛАСТИ: ПРОГРАММНАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ И ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ

П.В. Воропаев  
Камчатский филиал ГС РАН,  
г. Петропавловск-Камчатский

**Аннотация.** Представлена методика унифицированной оценки уровня сейсмичности задаваемых пространственно-временных областей СОУС'09 и программа для ее реализации. Использование функции распределения выделившейся сейсмической энергии позволяет формализовать процедуру качественного описания интенсивности сейсмического процесса на основе шкалы уровней сейсмичности, которая включает пять основных и три дополнительных градации. Приведены примеры использования методики и программы для сейсмоактивных районов.

**Abstract.** We present a technique and software for a unified estimate of seismicity level in specified space–time regions. The use of the distribution function of released seismic energy permits the formalization of qualitative description of seismicity intensity. We propose a seismicity scale that contains five main grades and three additional ones. Some examples of technique and program use for different seismic areas are present.

В настоящее время широко востребована информация о состоянии сейсмичности различных регионов мира. В этих сведениях могут быть заинтересованы как научные исследователи, так и специалисты различных государственных служб (МЧС, региональная администрация и т.д.). Информация о состоянии сейсмичности должна быть оперативно доступна и иметь наглядное, интуитивно понятное представление. В связи с этим возникает необходимость в создании средств оперативной обработки сейсмологических данных, определяющих текущий уровень сейсмичности.

С целью решения данной задачи была создана система вычисления уровня сейсмичности в виде программы для персонального компьютера, выполняемой в семействе ОС Windows. В основе работы программы лежит методика статистической оценки уровня сейсмичности СОУС'09 [1, 2].

Методика СОУС'09 рекомендована Ученым советом Геофизической службы РАН для использования в ее подразделениях, поэтому создание соответствующей программы позволит ускорить ее внедрение.

## Описание методики СОУС'09

В основе шкалы методики СОУС'09 [1] лежит статистическая функция распределения логарифма выделившейся сейсмической энергии в качестве параметра, характеризующего уровень сейсмичности заданного пространственного объекта в определенный временной интервал. Такая шкала (рис. 1) позволяет формализовать такие понятия, как «сейсмический фон» и «аномалии», определяя их в границах величины базового параметра (квантилей функции распределения) логарифма выделившейся сейсмической энергии  $\lg E$  для заданного временного окна  $\Delta T$ .

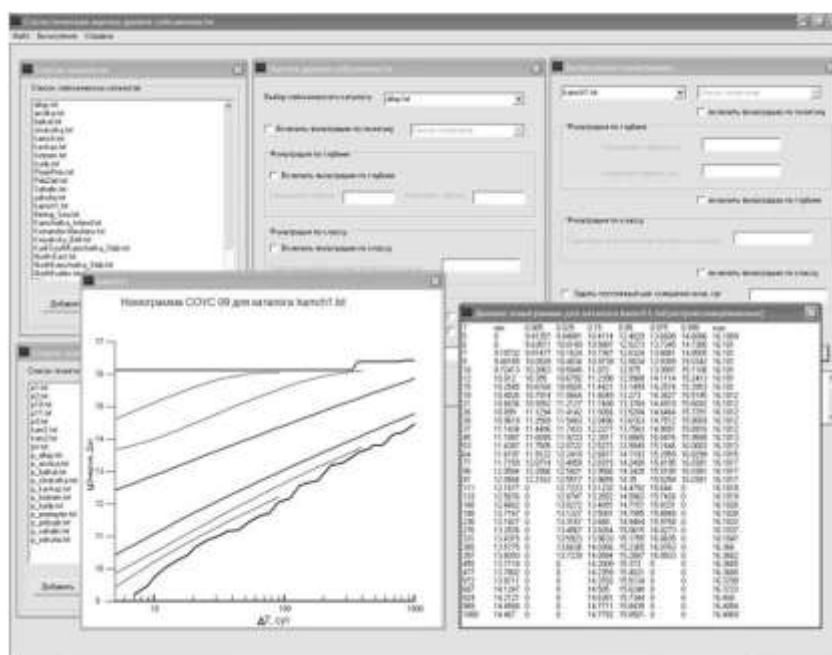
Для определения уровня сейсмичности заданного района необходимо вычислить значения квантилей, соответствующих пороговым значениям функции распределения  $F$  для различных временных интервалов. Для этого совершается следующий порядок действий. Из однородного каталога осуществляется выборка событий по определенной пространственной области и интервалу времени.

Значение функции распределения	Шкала уровня сейсмичности	Относительное время мониторинга
1.0	Экстремально высокий	0.5%
0.995	Высокий	2.0%
0.975	Фоновый повышенный	12.5%
0.85	Фоновый средний	70%
0.15	Фоновый пониженный	12.5%
0.025	Низкий	2.0%
0.005	Экстремально низкий	0.5%
0.0		

**Рис. 1. Шкала уровня сейсмичности методики СОУС'09.**

Исходя из методики, 95% времени сейсмичность пребывает на фоновом уровне. На высокий и низкий уровни сейсмичности приходится по 2% времени. На экстремально высокий и экстремально низкий уровень – 0.5% времени наблюдения

Для выборки вычисляется набор функций распределения  $F$  для различных временных окон  $\Delta T$ . Из данного набора функций строятся зависимости значений опорных квантилей ( $K=0.995, 0.975, 0.85, 0.15, 0.025, 0.005$ ) шкалы СОУС'09 от величины временного окна  $\Delta T$ . Полученные значения квантилей аппроксимируются монотонной кривой. Набор аппроксимированных линий образует номограмму (рис. 2), с помощью которой можно дать качественную оценку уровня сейсмичности произвольного интервала времени  $\Delta T$  на основе вычисления количественного параметра – сейсмической энергии  $\Delta E$ , выделившейся в заданном временном интервале.



**Рис. 2. Многооконный интерфейс пользователя. Главное окно программы и дочерние окна**

### Программная реализация методики

Предложенная методика требует проведения большого количества вычислений, что вызывает необходимость применения ЭВМ. Реализация алгоритма методики была выполнена в виде компьютерной программы, названной «Программа статистической оценки уровня сейсмичности по шкале СОУС'09» [3] (Свидетельство о государственной регистрации программы № 2012615123). Данная программа создана для IBM-PC-совместимого компьютера с наличием операционной системы Windows XP / Vista / 7. При разработке программы учитывались следующие требования: простота использования, оптимизация быстродействия, возможность дальнейшего расширения функциональных возможностей. Программа написана на языке программирования C++ и имеет графический интерфейс пользователя (рис. 2).

### *Основные функциональные возможности системы*

В системе предусмотрена возможность хранения файлов сейсмологических каталогов. Программа предоставляет возможность пространственной фильтрации записей землетрясений из каталога. Одним из способов является выборка событий, ограниченных заданным многоугольником. Для этого необходимо подготовить файл со списком координат узловых точек многоугольника и добавить его в соответствующий список. Таким образом программа сможет использовать данные полигона для создания выборки сейсмических событий из каталогов, которые необходимы при последующих вычислениях. Система вычисляет номограмму СОУС'09 для сформированной пользователем выборки, выводит ее на экран, а также сохраняет результаты вычислений в текстовый файл, который может быть использован для обработки в других программах. При вычислении номограммы существует возможность вывода в файлы и на экран результатов промежуточных вычислений, таких, как функции распределения выделившейся сейсмической энергии для заданного временного интервала и таблица эмпирических опорных квантилей распределения. Пользователь может построить график временного хода уровня сейсмичности на основании заданной им выборки. При этом может быть использован как набор временных окон по умолчанию, так и произвольное окно, заданное пользователем. В результате вычислений на экран выводится часть графика временного хода уровня сейсмичности, которая соответствует последним восьмидесяти неделям сейсмического каталога. Полный ряд значений зависимости уровня сейсмичности от даты сохраняется в текстовых файлах.

#### *Алгоритм вычисления номограммы*

Процесс вычисления номограммы разбит на несколько этапов. Основываясь на данных сейсмического каталога, координат многоугольника, интервала глубин и порогового значения энергетического класса, производится выборка записей землетрясений из каталога.

Создается набор временных окон  $\Delta T$ , по которому будет производиться дальнейшее вычисление. Для каждого окна  $\Delta T$  из данного набора строится эмпирическая функция распределения  $F=P(\lg E)$  для выделившейся сейсмической энергии  $E$  во временном окне  $\Delta T$ .

Основываясь на вычисленной функции распределения, определяются значения логарифма энергии, соответствующие опорным значениям квантилей, методики СОУС'09 ( $K=0.005, 0.025, 0.15, 0.85, 0.975, 0.995$ ), а также минимальное и максимальное значения, которые записываются в соответствующий массив.

Цикл вычисления повторяется для всех значений временных окон  $\Delta T$ . По окончании цикла получается таблица, содержащая значения номограммы. Столбцы данной таблицы соответствуют значениям опорных квантилей  $K$ , строки – величине временного окна  $\Delta T$ . Значения выводятся на экран в виде соответствующего графика.

#### *Алгоритм построения графика временного хода уровня сейсмичности*

Производится выборка записей землетрясений из каталога в соответствии с заданными критериями (географические координаты, глубина, энергетический класс).

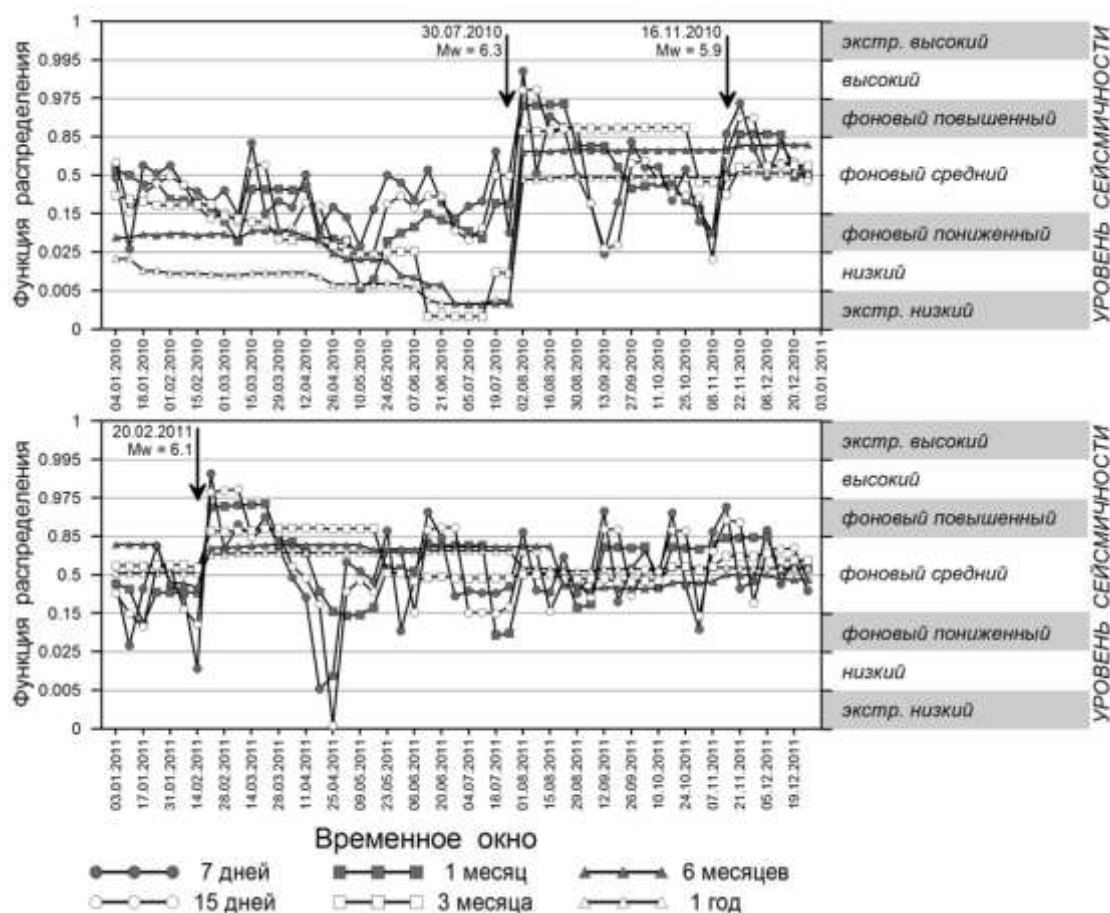
Для каждого окна  $\Delta T$  (возможны варианты в 7, 15, 30, 90, 180, 365 суток) строится эмпирическая функция распределения  $F=P(\lg E)$  для выделившейся сейсмической энергии  $E$  во временном окне  $\Delta T$ . Данная функция вычисляется так же, как при построении номограммы.

С конца полученной выборки в цикле производится вычисление логарифма выделившейся сейсмической энергии за период каждого временного окна  $\Delta T$ . Шаг смещения одинаков для всех окон и равен семи суткам. Цикл завершается по достижении окном начала выборки. Определяется величина уровня сейсмичности за период временного окна  $\Delta T$  путем сопоставления величины логарифма выделившейся сейсмической энергии в интервале  $\Delta T$  с аргументом ранее вычисленной функции распределения.



Для каждого временного окна составляется таблица из двух столбцов: в первый вносится значение даты конца временного окна, во второй записывается значение функции распределения. Таблица заполняется в процессе циклического вычисления до момента окончания выборки.

На основании вычисленных данных строится график уровня сейсмичности (рис. 3). Представление на графике всех уровней сейсмичности производится с помощью неравномерной шкалы ординат, которая позволяет визуализировать каждый уровень сейсмичности в собственном масштабе.



**Рис. 3. Временной ход оценок уровня сейсмичности для сейсмоактивной области Камчатки в различных временных окнах по шкале СОУС'09 в 2010–2011 гг. Стрелками отмечены землетрясения 30.07.2010 г., 16.11.2010 г. и 20.02.2011 г.**

### Примеры использования программы

**Камчатка.** Приведен пример графика временного хода уровня сейсмичности для территории Камчатского края (рис. 3). Вычисление производилось на основании Камчатского каталога, содержащего сведения о землетрясениях с 1962 года. Данное построение осуществлено для прямоугольной области, ограниченной координатами 50.5–56.5°N, 156–167°E. Пороговым значением выбран энергетический класс  $K_S=8.5$ . Вычисление производилось для временных окон 7, 15, 30, 90, 180 и 365 суток.

Рис. 3 отражает вариации оценок уровня сейсмичности Камчатки в 2010–2011 гг. для разных временных окон в соответствии со шкалой СОУС'09. Интересным фактом представляется снижение регионального уровня сейсмичности в коротком временном окне перед сильными землетрясениями. Так, снижение регионального уровня сейсмичности в июле и ноябре 2010 г. предвещало землетрясения 30.07.2010 г. ( $M_w=6.3$ ) и 16.11.2010 г. ( $M_w=5.9$ ) на юго-востоке Авачинского залива.

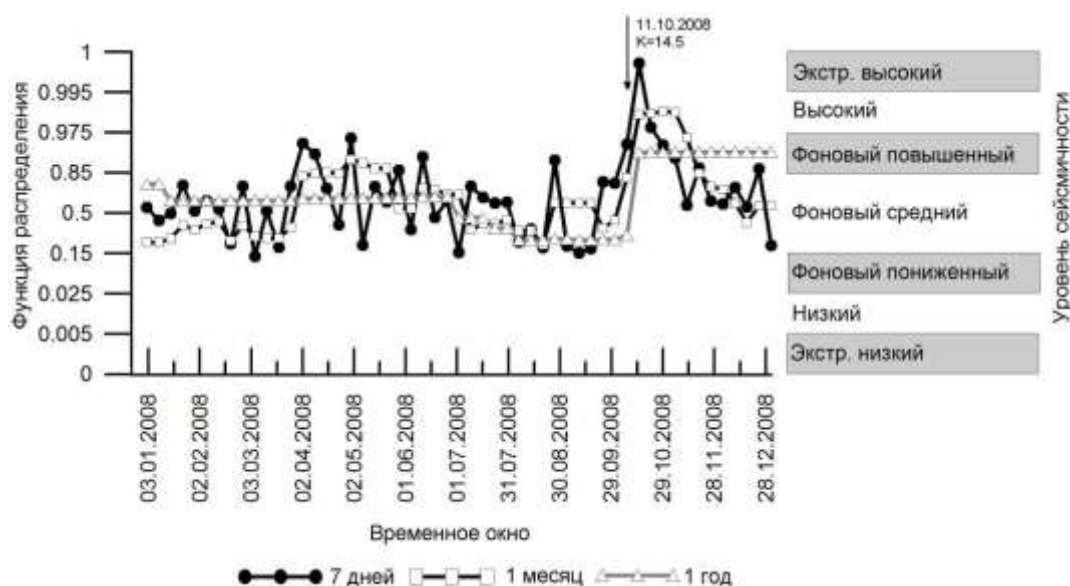
Перед землетрясением 20.02.2011 г. ( $M_w=6.1$ , Камчатский залив) отмечено снижение регионального уровня сейсмичности во временных окнах, длина которых меньше 90 суток: уровень сейсмичности Камчатки в предшествующую землетрясению неделю был экстремально низким, в предшествующие 15 дней – низким, в предшествующие 90 дней – фоновым пониженным.

*Северный Кавказ.* В качестве второго примера для использования программы выбран сейсмический каталог Северного Кавказа с 1962 по 2008 г. [3]. Областью, внутри которой осуществляется выборка событий, является прямоугольник  $40-47^\circ\text{N}$ ,  $36-50^\circ\text{E}$ .

Пороговым значением выбран энергетический класс  $K=8.0$ . Вычисление производилось для временных окон размером 7, 30, 365 суток. В результате программой построен график временного хода уровня сейсмичности (рис. 4).

Примечательной особенностью этого графика является выход сейсмичности на экстремально высокий уровень во временном окне семь суток в октябре 2008 г., который был вызван землетрясением 11.10.2008 г. с  $K=14.5$  [4]. Эпицентр данного события находился в Шелковском районе Чеченской Республики, сила толчков в эпицентре достигала 7–8 баллов, произошли многочисленные разрушения. Данному событию предшествовало плавное понижение уровня сейсмичности в годовом временном окне.

Первые примеры использования методики СОУС'09 для оценки уровня сейсмичности вулканических областей (Ключевской вулкан и район нового трещинного Толбачинского извержения) представлены в [5, 6], опубликованных в настоящем сборнике.



**Рис. 4.** График временного хода уровня сейсмичности для территории Кавказа, ограниченной прямоугольной областью  $40-47^\circ\text{N}$ ,  $36-50^\circ\text{E}$ .  
Стрелкой обозначено землетрясение 11.10.2008 г. с  $K=14.5$  в Шелковском районе Чеченской Республики

### Заключение

В Камчатском филиале ГС РАН разработана и внедрена методика статистической оценки уровня сейсмичности СОУС'09, в основе которой лежит функция распределения сейсмической энергии. Оценки сейсмичности одного из наиболее сейсмоопасных регионов России – Камчатки – проводятся еженедельно. Для различных региональных зон ответственности Геофизической службы РАН сводки об уровне сейсмической активности составляются ежегодно и с 2009 г. публикуются в научных ежегодниках «Землетрясения России».

Для повышения оперативности получения оценок разработана программа, позволяющая вычислить текущий уровень сейсмичности для заданного сейсмологического каталога. Имеется возможность построения номограмм и графиков временного хода уровня сейсмичности. При этом численные значения результатов вычислений сохраняются в файлах, которые могут быть использованы для дальнейшей обработки.

В настоящее время программа используется для предоставления еженедельных сведений о состоянии сейсмичности Камчатки в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений.

Ведется работа по расширению возможностей системы. В новую версию программы, которая находится на стадии тестирования, включен модуль графического отображения сейсмологических каталогов и выборки из них, а также добавлена возможность делать выборки в виде эллиптических пространственных областей.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Салтыков В.А.** Статистическая оценка уровня сейсмичности: методика и результаты применения на примере Камчатки // Вулканология и сейсмология. – 2011. – № 2. – С. 53–59.
2. **Салтыков В.А., Кравченко Н.М., Кугаенко Ю.А., Коновалова А.А.** Параметрическое представление динамики сейсмичности Камчатки // Вулканология и сейсмология. – 2013. – № 1. – С. 65–84.
3. **Воропаев П.В.** Программная реализация оценки уровня сейсмичности по методике СОУС'09 // Материалы X региональной молодежной научной конференции. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. – С. 101–113.
4. **Землетрясения России в 2008 году.** – Обнинск: ГС РАН, 2010. – 224 с.
5. **Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Воропаев П.В., Коновалова А.А.** Статистическая оценка вариаций уровня сейсмичности Ключевского вулкана по шкале СОУС'09: ретроспективный анализ и современное состояние. (В наст. сб.).
6. **Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Воропаев П.В.** Ретроспективный анализ сейсмической активизации перед трещинным Толбачинским извержением 2012–2013 гг. (В наст. сб.).

## СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ В ЧХАЛТИНСКО-ТЕБЕРДИНСКОЙ ЗОНЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА В МАРТЕ–МАЕ 2013 ГОДА

И.П. Габсатарова, Л.Н. Королецки, Л.С. Малянова  
ГС РАН, г. Обнинск

**Аннотация.** Представлены материалы по сейсмической активизации вблизи Домбая Карачаево-Черкесской Республики в марте–мае 2013 г. в пределах известной 9-балльной Чхалтинско-Тебердинской зоны. Местоположение эпицентров землетрясений и их механизмы очагов говорят о принадлежности их к очаговой зоне разрушительного Чхалтинского землетрясения 1963 года.

**Abstract.** The article presents information on the seismic activity near Dombay Karachay-Cherkess Republic in March–May 2013, within the limits of the known IX intensity Chhalta-Teberda zone. Location of earthquakes and focal mechanisms and suggest they belong to the focal zone of the destructive earthquake, Chhalta 1963.

Заметные сотрясения грунта в населенных пунктах Черноморского побережья Северного Кавказа могут вызвать землетрясения в пределах трех основных зон [1]. Среди них Чхалтинско-Тебердинская – наиболее обширная и сейсмоопасная зона. Большая ее часть расположена за границей Российской Федерации – в Грузии. Крупнейшие землетрясения, произошедшие в ее пределах, – Тебердинское (1902 г.,  $M=6.4$ ,  $I_0=7-8$  баллов) и Чхалтинское (1963 г.,  $M=6.2$ ,  $I_0=9$  баллов) [2–4]. Зона имеет ярко выраженное кавказское простирание и объединяет ряд подзон, ответственных за формирование на карте ОСР-97-С (1%-ная вероятность превышения расчетной интенсивности в течение 50 лет (период повторения сотрясений – 5000 лет) обширной зоны 9-балльной интенсивности сотрясений. Это одна из сейсмоопасных зон, в которой потенциально возможны землетрясения с магнитудой до 7–7.5.

Практически 50 лет – после Чхалтинского землетрясения 1963 г. – эта зона хранила сейсмическое молчание, здесь не было зафиксировано землетрясений с  $M \geq 4$ . Последние годы (2003–2010 гг.) сейсмичность этой зоны также имела пониженный фоновый уровень. Как правило, ежегодно здесь регистрировалось не более десятка землетрясений с  $M \leq 2.5$  (рис. 1). Ситуация несколько изменилась в 2011–2012 гг., когда здесь, вблизи очаговой зоны Чхалтинского землетрясения 1963 г., было зарегистрировано более 40 землетрясений с  $M=0.5-3.0$ .

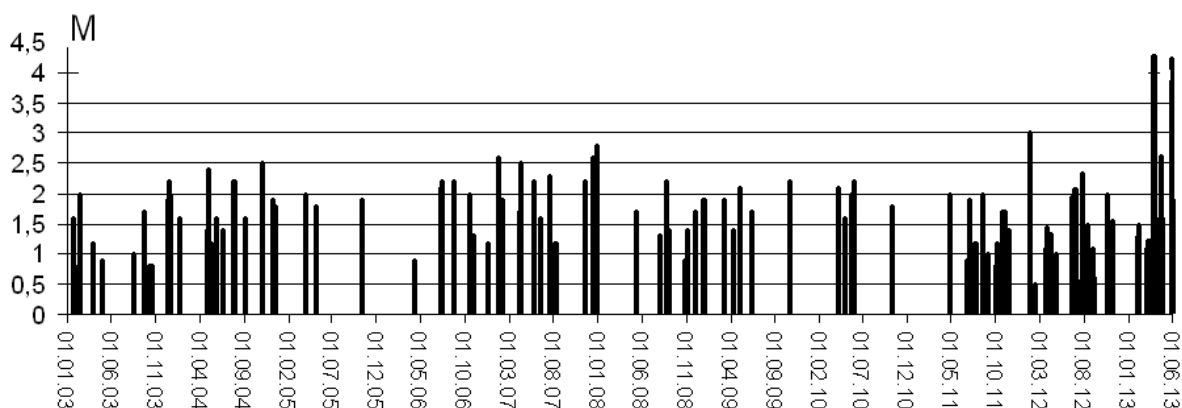


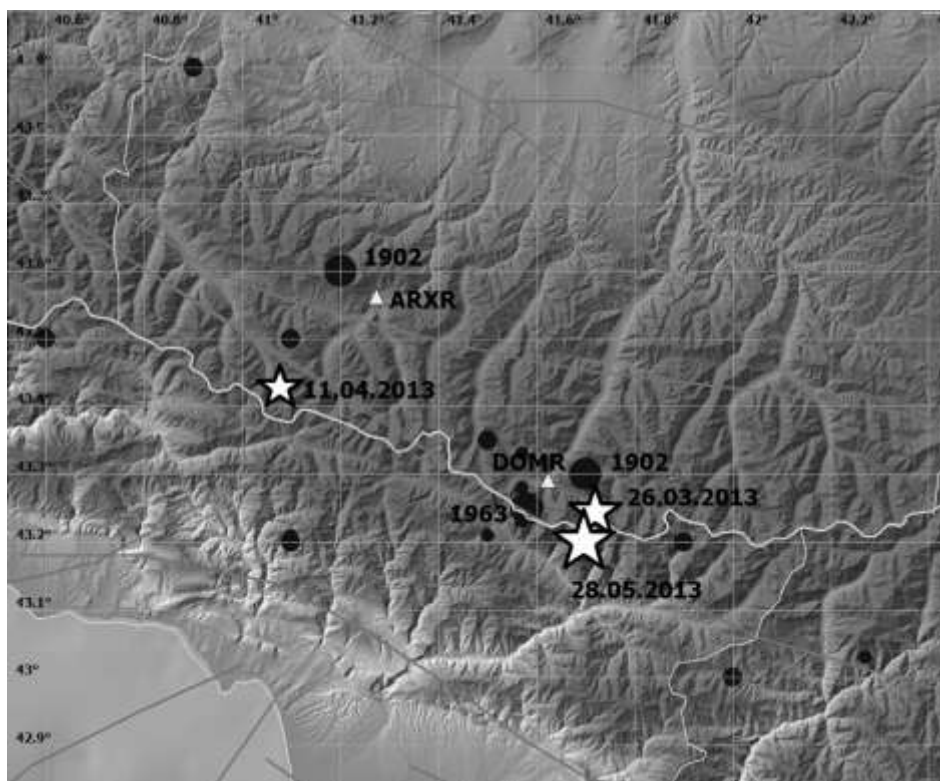
Рис. 1. Временной ряд реализации землетрясений вблизи Домбая в 2003–2013 гг. (до 01.06.2013 г.)

В 2013 г. вблизи очаговой зоны Чхалтинского землетрясения 1963 г. было зарегистрировано два относительно сильных землетрясения: 26 марта в 23<sup>h</sup>35<sup>m</sup> с  $M=4.3$  и 28 мая в 00<sup>h</sup>09<sup>m</sup> с  $M=4.5$  ( $M$  – пересчетные значения из  $K_p$  по формуле  $M=(K_p-4)/1.8$ ). Ближайшим к эпицентру был населенный пункт Домбай ( $\Delta=10-15$  км). Поэтому эти два землетрясения были названы: 26 марта 2013 г. – Домбайское-I, 28 мая 2013 г. – Домбайское-II. Оба землетрясения ощущались на верхних этажах зданий в Теберде, Домбае, Нижнем Архызе и Архызе интенсивностью не более 2 баллов.

Координаты гипоцентров землетрясений вблизи Домбая определены по данным станций региональной сети Северного Кавказа ГС РАН: 26 марта – по данным 35 станций на расстоянии 10–600 км, 28 мая – по данным 50 станций на расстояниях 13–600 км с привлечением данных Грузинской сети. Станции удовлетворительно окружали эпицентры – пустой азимутальный угол  $GAP=170$  и  $105^\circ$ , соответственно, для 26.03.2013 г. и 28.05.2013 года. Оценочная точность вычисления координат эпицентров не превышала 10 км в первом случае и 5 км – во втором. Глубины очагов по расчетным данным, с использованием скоростной модели Большого Кавказа Г.В. Краснопевцевой, построенной по данным ГСЗ [5], лежат в интервале 5–10 км. Для главных землетрясений 26.03.2013 г. и 28.05.2013 г. получены глубины  $6\pm 1$  и  $5\pm 1$  км.

11 апреля 2013 г. в 40 км к северо-западу зарегистрировано землетрясение с  $M=3.8$ .

Положение эпицентров наиболее сильных исторических и современных землетрясений показано на карте (рис. 2) совместно с ближайшими станциями сети ГС РАН и основными разломными структурами.



**Рис. 2. Положение эпицентров сильнейших исторических землетрясений и 2013 г. вблизи Домбая**

### **Афтершоки**

Домбайские землетрясения 2013 г. по уровню магнитуд входят в такую категорию, в которой, по ранее установленным соотношениям [6], не более чем в 15% случаев происходит афтершоковый процесс. Правда, следует заметить, что эти соотношения сделаны при менее чувствительных сетях сейсмических станций.

Известно, что Чхалтинское землетрясение 16.07.1963 г. с  $M=6.2$ , произошедшее в этом же районе, сопровождалось многочисленными афтершоками, параметры 120 землетрясений с  $K_p \geq 7$  за все последующие месяцы 1963 г. были определены по сети сейсмических станций. Из каталога [7] видно, что 30% афтершоков произошли в первые сутки после главного толчка. Три афтершока имели магнитуды  $M \geq 4.5$  и произошли в первые пять суток.

Оба Домбайских землетрясения 2013 г., несмотря на относительно небольшие магнитуды, сопровождалась афтершоками. После главных толчков 26 марта и 28 мая по сети станций определены параметры у более чем 50 афтершоков с  $K_p=4.1-8.9$ . Два сильнейших афтершока после Домбайского-I произошли через четыре минуты с  $K_p=8.2$  и 21.04.2013 г. – с  $K_p=8.7$ . Один из сильнейших афтершоков произошел через пять минут после основного с  $K_p=8.7$ , второй – примерно через 1 ч 30 мин с  $K_p=8.9$ . В первые сутки после первого толчка произошло 60% от числа землетрясений, после второго – 88%. Оба афтершоковых процесса имели длительность не более полутора месяцев, к главному землетрясению – 28 мая – афтершоковый процесс 26 марта практически завершился. Это дает основания рассматривать эти землетрясения как парный процесс, а не как элементы одного афтершокового процесса.

Для обоих землетрясений сохраняется установленная ранее [6, 8] закономерность различия энергий главного землетрясения и афтершока максимальной силы примерно в три порядка величины. Соотношение суммы энергий всех афтершоков и главного толчка не превышает 0.007 в обоих случаях.

#### Механизмы очагов

По знакам первого движения в  $P$ -волне построены механизмы очагов Домбайских землетрясений 2013 г. (таблица). Станции были расположены на расстояниях  $\Delta=1.28-34.6^\circ$  азимутально в трех квадрантах, что характерно для сети Западного Кавказа. Знаки относительно удаленных станций были заимствованы из бюллетеня Средиземноморского центра CSEM. Число знаков для первого и второго землетрясения – 40 и 50 соответственно.

**Таблица. Параметры механизмов очагов землетрясений близ Домбая**

№	Дата, д м г	$t_0$ , ч мин с	$h$ , км	Магнитуды			Оси главных напряжений						Нодальные плоскости					
				$M_w$	$M_S$	$m_b$	$T$		$N$		$P$		$NP1$			$NP2$		
							$PL$	$AZM$	$PL$	$AZM$	$PL$	$AZM$	$STK$	$DP$	$SLIP$	$STK$	$DP$	$SLIP$
1	16.07.1963	18:27:13.0			6.2		79	260	11	85	1	355	276	47	105	74	45	74
2	26.03.2013	23:35:22.7	5	5.1	4.3		74	160	10	289	12	21	282	58	78	125	34	109
3	28.05.2013	00:09:50.7	5	5.5	4.5	5.4	71	231	6	122	18	30	305	63	97	110	28	76

Землетрясения произошли под действием близгоризонтальных ( $PL=12^\circ$ ,  $PL=18^\circ$ ) напряжений сжатия, направленных на северо-северо-восток ( $AZM=21^\circ$ ,  $AZM=30^\circ$ ). Нодальные плоскости обоих механизмов имеют подобное простирание и залегание: одна – запад-северо-западное простирание и относительно крутое залегание ( $DP=58^\circ$ ,  $DP=63^\circ$ ), другая – восток-юго-восточное простирание и залегает более полого ( $DP=34^\circ$ ,  $DP=28^\circ$ ). Тип движения в обоих очагах – взброс с небольшими сдвиговыми компонентами. Такие простирания нодальных плоскостей и типы движений в очагах находятся в хорошем согласии с геодинамической обстановкой Большого Кавказа (рис. 2) и в то же время подобны механизму разрушительного Чхалтинского землетрясения 1963 г. (рис. 3).

Механизм землетрясения 16.07.1963 г. (таблица) представлен взбросом с правосторонней сдвиговой компонентой по  $NP1$  и левосторонней – по  $NP2$  [9]. Землетрясение произошло под преобладающим действием сил сжатия, направленных субмеридионально.

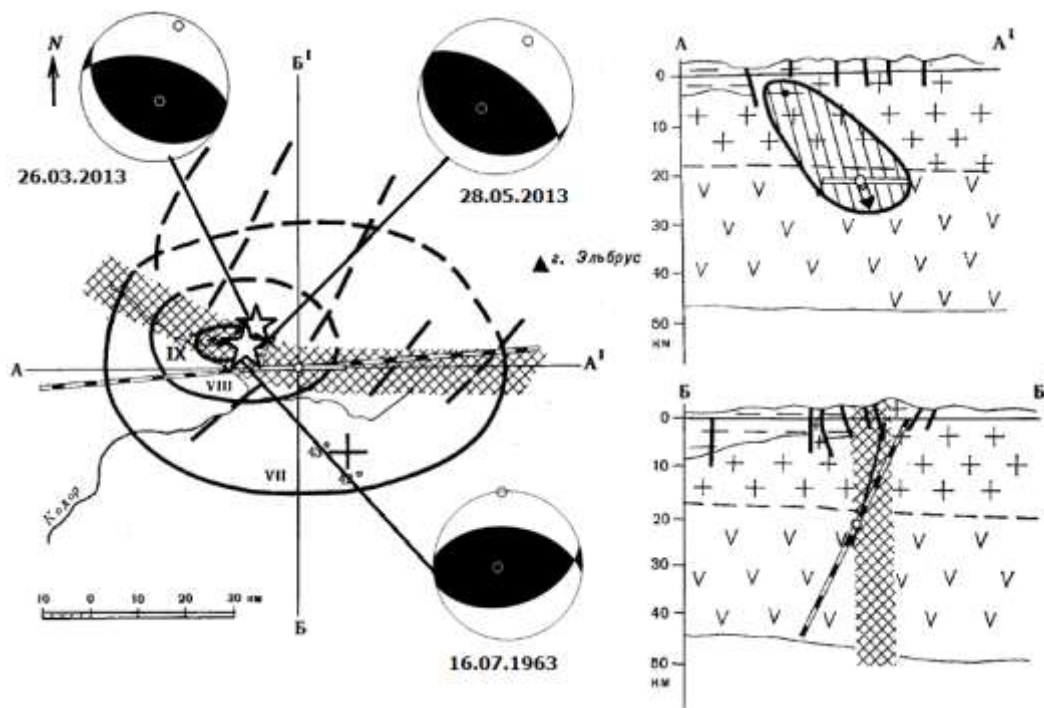


Рис. 3. Схема очага Чхалтинского землетрясения 1963 г. по данным [4]

Положение эпицентров Домбайских землетрясений 2013 г. и механизмы очагов могут быть интерпретированы как частичная разрядка накопившихся напряжений в очаговой зоне Чхалтинского землетрясения 16.07.1963 года. Дальнейшее слежение за сейсмичностью этой зоны требует повышенного внимания. Сейсмическая сеть ГС РАН, имеющаяся в этом районе, обеспечивает представительный уровень землетрясений с  $K_p=6$ .

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Габсатарова И.П., Селиванова Е.А., Лещук Н.М. Современная сейсмичность Восточного Причерноморья. (В наст. сб.).
2. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 года. – М.: Наука, 1977. – 536 с.
3. Цхакая А.Д., Махатадзе Л.Н., Табидзе Д.Д. Чхалтинское землетрясение. – Тбилиси: Мецниереба, 1967. – 54 с.
4. Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. – М.: Наука, 1974. – С. 32–33.
5. Краснопецева Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. – М.: Наука, 1984. – 109 с.
6. Utsu T. Magnitude of earthquakes and occurrence of their aftershocks // Zisin. – 1957. – V. 10, N 1.
7. Цхакая А.Д., Джигладзе Э.А., Папалашвили В.Г., Лебедева Т.М., Майсурадзе О.М., Табуцадзе Ц.А., Кахиани Л.А., Рагимов Ш.С., Исламов К.Ш., Кулиев Ф.Т. Землетрясения Кавказа // Землетрясения в СССР в 1963 году. – М.: Наука, 1966. – С. 19–32.
8. Пшенников К.В. Механизм возникновения афтершоков и неупругие свойства земной коры. М.: Наука, 1965. – 87 с.
9. Балакина Л.М., Захарова А.И., Москвина А.Г., Чепкунас Л.С. Исследования механизмов очагов сильных коровых землетрясений Северной Евразии 1927–1991 гг. // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. – М.: ИФЗ РАН, 1993. – С. 123–131.

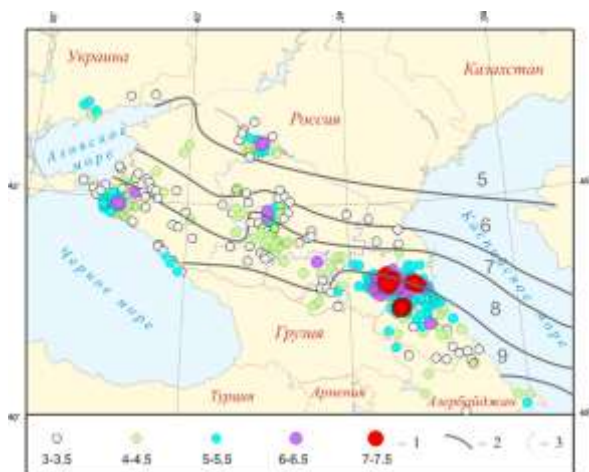
# СОВРЕМЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ВОСТОЧНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

И.П. Габсатарова, Е.А. Селиванова, Н.М. Лещук  
ГС РАН, г. Обнинск

**Аннотация.** Приводится анализ материалов сейсмического мониторинга Российского Причерноморья в 2011–2013 гг. Показано, что современное проявление сейсмической активности по-прежнему связано с тремя зонами, обозначенными по историческим землетрясениям, а динамика в очагах, отраженная в механизмах очагов землетрясений, согласуется с основными сейсмотектоническими и геодинамическими представлениями в этом регионе.

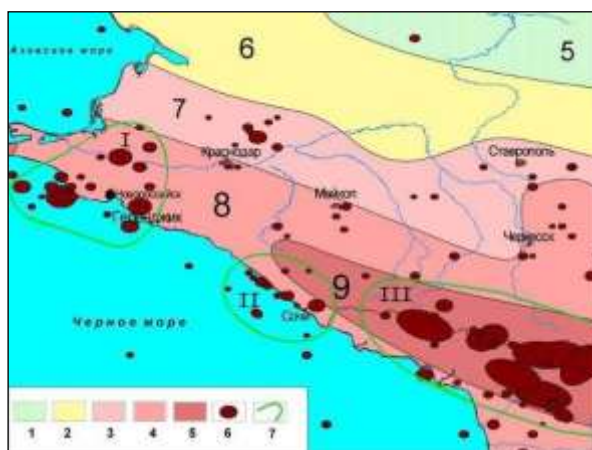
**Abstract.** The paper analyzes the material of seismic monitoring in the Russian Black Sea coast in 2003–2013. It is shown that the present seismic activity is still associated with the three areas designated for historical earthquakes, and the dynamics in the sources, as reflected in the earthquake focal mechanisms, consistent with the main seismotectonic and geodynamic concepts in the region.

Проблема обеспечения сейсмической безопасности Российского Причерноморья в последнее время становится все более острой в связи с широким строительством в этом районе народно-хозяйственных объектов. Согласно оценкам действующей карты «Общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-97)» [1], этот район относится в основном к зоне 8-балльных сейсмических воздействий (рис. 1 и 2). Землетрясения последних лет в западной зоне ограничиваются 5–6-балльными воздействиями.



**Рис. 1.** Карта максимальной интенсивности сотрясений в населенных пунктах Северного Кавказа от землетрясений за 1992–2012 г.:

1 – интенсивность сотрясений по шкале MSK-64; 2 – линии контуров зон разной балльности по ОСР-97-А; 3 – государственная граница РФ



**Рис. 2.** Сейсмичность Северо-Западного Кавказа на фоне карты ОСР-97-С:

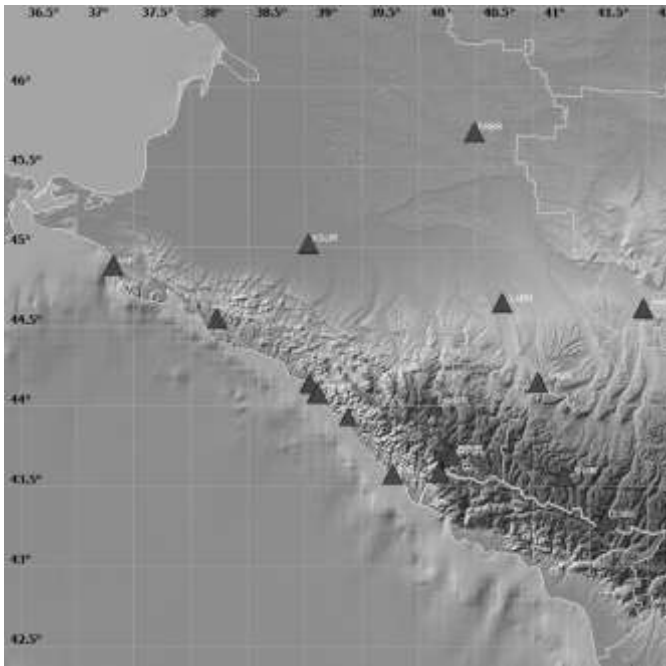
1–5 – зоны балльности; 6 – эпицентры сильнейших землетрясений в регионе по [2], 7 – сейсмоактивные зоны: I – Анапско-Новороссийско-Геленджикская, II – Сочи-Краснополяская, III – Тебердинско-Гегечкорско-Чхалтинская зона

Анализ пространственного распределения очагов землетрясений на территории Черноморского побережья Северного Кавказа позволил выделить три основные зоны, проявление сейсмической активности в каждой из которых может вызвать заметные сотрясения грунта в населенных пунктах побережья (рис. 2) [3].



### Сейсмическая сеть ГС РАН

В последние годы (2009–2013 гг.) в Причерноморье открыты сейсмические станции «Агой», «Аибга», «Возрождение» (перенесена в 2013 г. в Геленджик), «Красная Поляна», «Лазаревское» и «Туапсе» [4]. В ближайшем окружении в этот же период функционируют станции «Архыз», «Ахметовская», «Домбай», «Гузерибль», «Еремизино-Борисовская», «Лабинск», «Невинномысск», «Эсто-Садок», «Фишта».



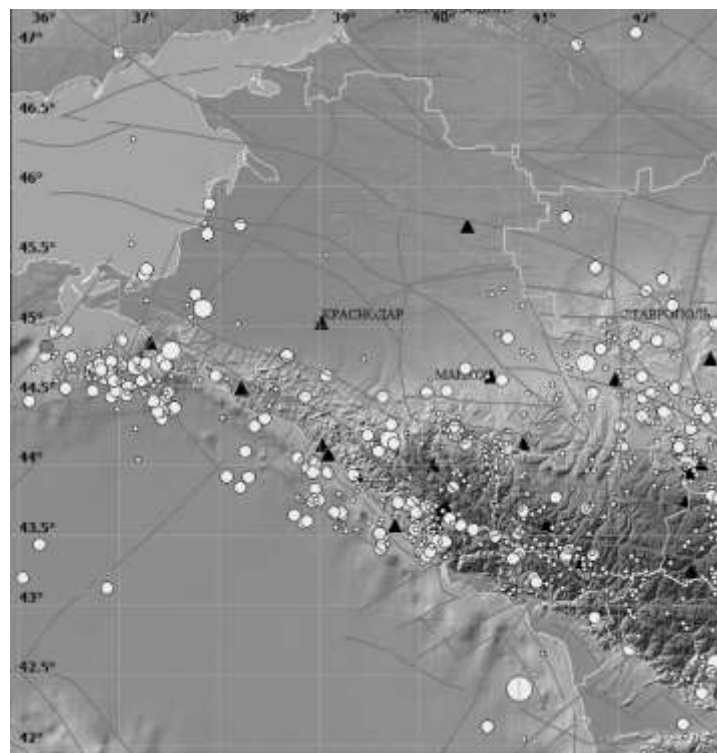
В настоящее время сейсмическая сеть ГС РАН в Причерноморье состоит из 15 современных станций (рис. 3) и позволяет регистрировать землетрясения с  $M_{пред.}=1.7$  в Анапско-Новороссийской зоне и с  $M_{пред.}=1.2$  – в Сочинско-Адлерской зоне. В целом в Причерноморье представительной является магнитуда  $M_{пред.}=2.0$ .

**Рис. 3. Современная сейсмическая сеть на Северном Кавказе**

Обращает на себя внимание недостаточная плотность сети сейсмических станций в Анапско-Новороссийской зоне. Несмотря на то, что при уточнении параметров очагов привлекаются данные станций соседней Крымской сети, пока не удастся существенно снизить представительный магнитудный уровень в этой зоне.

Предметом настоящей статьи является сейсмичность в двух зонах: Анапско-Новороссийско-Геленджикской и Сочи-Краснополянской. Зарегистрированные здесь в последнее десятилетие землетрясения представлены на карте (рис. 4).

**Рис. 4. Положение эпицентров землетрясений Восточного Причерноморья в 2003–2013 гг.**



Анапско-Новороссийско-Геленджикская зона относится к району Нижней Кубани. В тектоническом отношении она объединяет несколько элементов:

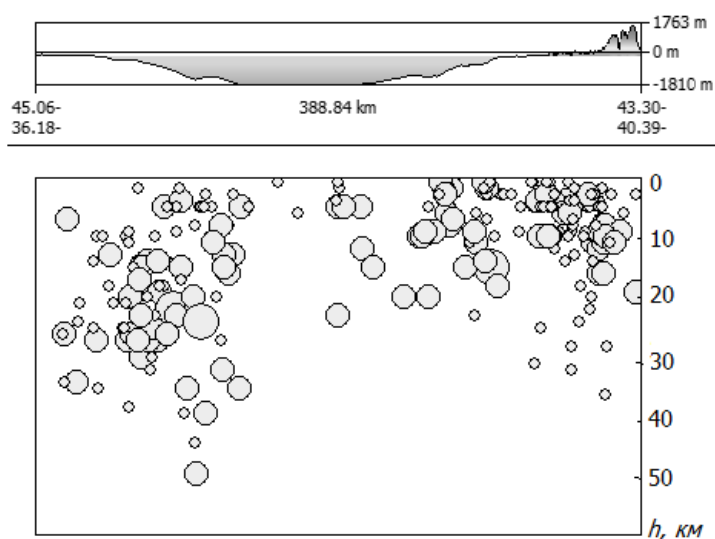
- район Черного моря, лежащий между прогибом Сорокина, протягивающимся вдоль крымского побережья, и Туапсинским прогибом, вытянутым вдоль кавказского побережья;

- Керченско-Таманский прогиб;

- западные отроги Большого Кавказа;

- южная часть Индоло-Кубанского прогиба, сочленяющего структуры Большого Кавказа со Скифской плитой.

По историческим сведениям землетрясения в этой зоне, имевшие интенсивность 6–7 баллов и  $M \approx 5$ , известны с 1830 года. Отличительной особенностью сейсмотектонических процессов в этой зоне является сравнительно глубокое залегание очагов землетрясений (20–50 км) и приуроченность их к структурным элементам общекавказской и поперечной ей ориентации. Распределение современных очагов по глубинам показано на профиле, секущем очаговые зоны вдоль побережья в направлении от Керченского полуострова до м. Пицунда (рис. 5).

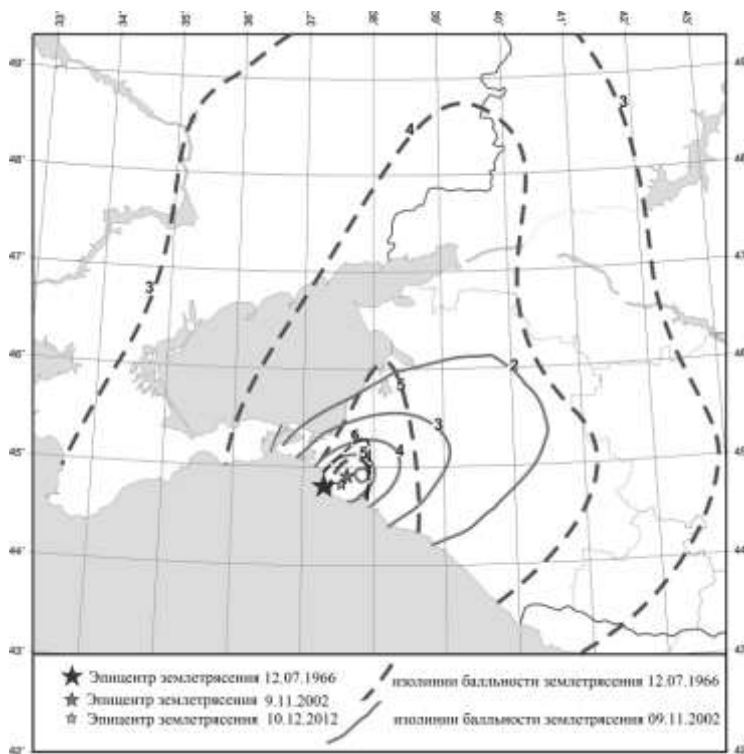


**Рис. 5.** Распределение очагов землетрясений по глубинам по профилю, секущему очаговые зоны вдоль побережья в направлении от Керченского полуострова до м. Пицунда

Сводное макросейсмическое поле двух землетрясений – Анапского 1966 г. [5] и Нижнекубанского-II 2002 г. [6] – указывает на интересную особенность (рис. 6). 4-балльная изосейста от землетрясения 1966 г., в сравнении с 5-балльной, имеет более сложную форму – кроме поперечной кавказскому направлению вытянутости, она изгибается на северо-восток и образует некоторую ступень, которая повторяется в конфигурации 3-балльной изосейсты. Знаменательно, что именно эту образовавшуюся нишу займут изосейсты землетрясения 2002 г., а затем и 10 декабря 2012 г. с  $M=4.3$  с интенсивностью в эпицентре не более 5 баллов. По результатам макросейсмического обследования эпицентральной зоны этого землетрясения [7, 8] можно построить относительно уверенно только 4- и 3-балльные изосейсты. Их конфигурация практически совпадает с изосейстами землетрясения 09.11.2002 г. рангом выше на одну единицу (рис. 6).

В последние годы наибольшее число землетрясений произошло в шельфовой части Чёрного моря на удалении 25–35 км от Анапы (рис. 4). Землетрясение 29 ноября 2011 г. в 02<sup>h</sup>17<sup>m</sup> с  $M=3.6$  вызвало макросейсмический эффект в Анапе, пос. Су-Псех, Сукко – 3–4 балла; в Новороссийске – 2–3 балла по шкале MSK-64. В 2012–2013 гг. здесь зафиксировано более 20 землетрясений, из которых четыре – с  $K_p \geq 9.0$  ( $M \geq 2.8$ ).

Особенностью очагов землетрясений в Сочинско-Краснополянской зоне является их неглубокое залегание (рис. 5) и способность проявляться в виде роев (группы сопоставимых по магнитуде толчков без главного толчка, локализованных в небольшом пространственно-временном объеме).



**Рис. 6.** Сводное макросейсмическое поле землетрясений 1966, 2002 и 2012 гг. в Анапско-Новороссийско-Геленджикской зоне

Вследствие этого здесь более значителен макросейсмический эффект, неоднократно фиксировались сильные 7- и даже 8-балльные землетрясения: Сочинский рой землетрясений 1870 г. с  $M=5.3$  для основного толчка; Краснополянские землетрясения 1955 г. с  $M=4.4$  для основного толчка; Сочинский рой 1970 г., а также менее сильные, но 7-балльные землетрясения – Сочинское 1889 г. и Лазаревское 1959 года.

Выделяются две подзоны: более активная Сочинско-Краснополянская и менее сейсмичная – Туапсинская. В районе Туапсе наиболее сильное землетрясение с интенсивностью 7 баллов отмечено в 1936 г. ( $M=4.3$ ) – Туапсинской рой. Современные проявления сейсмичности не вызывали в целом в этой зоне макросейсмического эффекта более 5–6 баллов.

В период инструментальных наблюдений наиболее значительные проявления интенсивности сотрясений земной поверхности наблюдались 7 ноября 1970 г., когда произошел Сочинской рой землетрясений, максимальное из которых имело магнитуду  $M=5.1$  и интенсивность в эпицентре  $I_0=7-8$  баллов, а в самом городе Сочи ощущалось силой 4–5 баллов. После этого землетрясения, вплоть до настоящего времени, рои относительно слабых по магнитуде, но ощутимых землетрясений повторяются с периодом три-четыре года, интенсивность сотрясений в Сочи и Туапсе достигает от 5 до 2–3 баллов. Последние протяженные по времени рои слабых землетрясений произошли в феврале, апреле и октябре 2000 года.

Следует отметить, что большое внимание уделяется мониторингу в районе Сочи–Красная Поляна, где в последние годы идет интенсивная подготовка олимпийских объектов: дорог, тоннелей, мостов и пр. в зоне р. Мзымта. В 2011 г. в этом районе произошло шесть ощутимых землетрясений. За 2011 г. были определены параметры 33 землетрясений с  $K_p=3.8-9.7$ , которые локализовались в блоке между Монастырскими и Бекишейскими разломными системами, где выделяется наиболее сейсмоопасная зона ВОЗ этого района [9]. Эта активизация происходила в эпицентральной зоне сильного ( $I_0=7-8$  баллов) Краснополянского землетрясения 1955 года.

В 2012 г. сейсмическая активизация переместилась в шельфовую зону, здесь произошло несколько ощутимых и относительно сильных землетрясений (рис. 5), параметры которых помещены в таблицу. Сюда же включены и два сильнейших события Абхазского Причерноморья 23 и 25 декабря 2012 г. с  $M=5.6$  и 5.0, ощущавшиеся до 5–6 баллов в районе Большого Сочи.

**Таблица. Основные параметры землетрясений, ощутимых более 2 баллов, произошедших в Сочинско-Краснополянской зоне в 2012 г.**

Дата	Время в очаге	$\varphi$ , °N	$\lambda$ , °E	$h$ , км	$K_p$	Ощутимость
30.05	07:58:22.1	43.43	39.63	3	11.0	Адлер, Сочи – 3–4 балла
26.06	21:33:55.0	43.51	39.61	10	10.3	Сочи – 3 балла
18.07	02:10:44.0	43.64	39.45	10	8.3	Сочи – 2–3 балла
04.09	00:38:49.1	43.40	39.62	10	9.4	Сочи – 2–3 балла
15.11	01:36:37.8	43.83	39.27	6	10.7	Лазаревское – 3–4 балла; Туапсе – 3 балла; Сочи – 2–3 балла
19.12	21:15:47.9	43.93	39.35	9	8.6	Лазаревское – 3 балла
23.12	13:31:39.6	42.47	41.03	10	14.1	Сочи, Адлер, Хоста, Дагомыс – 5–6 баллов; Тбилиси, Батуми – 5 баллов; Гори, Озургети – 4 балла; Черкесск, Карачаевск, Зеленчук – 3 балла
25.12	22:44:33.0	42.49	41.08	8	13.7	Поти – 5–6 баллов; Сочи, Гагра, Батуми – 5 баллов; Черкесск, Карачаевск – 3 балла

Сотрудниками сейсмической станции «Сочи» (материалы Е.А. Карпович) проведено обследование ряда объектов в Адлерском, Хостинском, Центральном и Лазаревском районах после двух наиболее сильных землетрясений близ Абхазского побережья 23 и 25 декабря 2012 года.

В Адлерском районе большая часть опрошенных, проживающих в домах постройки 1981–1991 гг., в основном панельных, видимых повреждений не замечали, но все слышали гул, ощутили два толчка: первый – короткий, второй – более сильный, сильно испугались, выбегали на улицу. Раскачивались люстры, картины, качалась вода в кулерах и других емкостях, посуда дребезжала, столы и стулья сдвигались с места, падали книги с полок. В деревянном частном доме постройки 1955–1957 гг. сидевшие в состоянии покоя люди слышали гул, ощутили два толчка, испугались. Раскачивались люстры, вода в ванной выплескивалась, посуда дребезжала, попадали фотографии в рамках. Беспokoились животные.

В Хостинском районе, кроме собственного испуга, все опрошенные также отмечали беспокойство животных. В квартирах домов типовой застройки 1970–1980-х гг. сдвигалась мебель – от холодильника до стульев, раскачивались люстры, дребезжала посуда, падали с полок книги, вода в баллонах долго раскачивалась и выплескивалась.

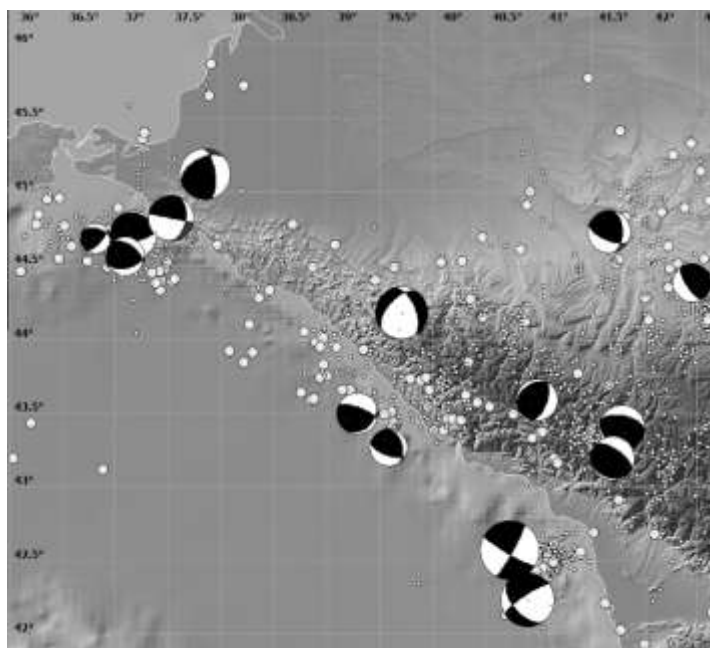
В Центральном районе люди, находящиеся в состоянии покоя в квартирах домов типовой застройки, слышали гул и ощутили два толчка, испытали испуг. Кроме уже названных реакций предметов в других районах, отмечено раскачивание бетонного забора на улице, в домах хлопали межкомнатные двери, сдвигалась со своих мест мебель, упали и разбились ваза и графин. Сдвигались тяжелые предметы (телевизор и холодильник). Животные беспокоились.

В Лазаревском районе в пос. Дагомыс наблюдалась подобная реакция людей, находящихся в состоянии покоя в помещении. На улице люди толчков не ощутили, но слышали гул. Животные, за редким исключением, не реагировали. Предметы вели себя подобным же образом, как и в других районах.

Восточно-Черноморские землетрясения 23 и 25 декабря 2012 г. уникальны тем, что они произошли в районе, где практически не были известны сильные землетрясения с  $M \geq 5$ , и это одни из немногих событий в Причерноморье, сопровождавшиеся длительным афтершоковым процессом. За прошедшие полгода в этой очаговой зоне зарегистрировано более 300 землетрясений с  $M \geq 2$ . Проводятся работы по исследованию особенностей афтершокового процесса этого землетрясения [10].

## Исследование механизмов очагов западной части Северного Кавказа

Расширение сети сейсмических станций, особенно в последние два года, позволило проводить исследование механизмов очагов в этой зоне по знакам движения в *P*-волне. Ранее, по данным Гарвардского центра, в этой зоне было известно лишь одно решение – для землетрясения 3 сентября 1978 года. Большая часть механизмов современных очагов



представлена взбросом, движение в очагах происходило при преобладании сил сжатия, направленных перпендикулярно береговой линии (рис. 7). У этих механизмов одна из нодальных плоскостей имеет простирание вдоль побережья, что говорит о вероятностной связи этих очагов с разломами, лежащими вдоль этой линии. Исключение составляют Восточно-Черноморские землетрясения, механизмы которых представлены сдвигами.

**Рис. 7.** Механизмы очагов землетрясений Сочинской и Абхазской зон в 2002–2013 гг.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97.* Масштаб 1: 8 000 000 / Гл. ред. академик В.Н. Страхов, чл.-корр. АН РУз В.Н. Уломов. – М.: ОИФЗ РАН, 1999.
2. *Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен до 1995 года* / Ред. Н.В. Кондорская, В.И. Уломов. – М.: Фонды ИФЗ РАН, 1995.
3. *Маловичко А.А., Габсатарова И.П.* Сейсмическая опасность и сейсмический мониторинг Причерноморья Российской Федерации // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества. – 2012. – № 1. – С. 98–105.
4. *Malovichko A.A., Gabsatarova I.P.* Seismic monitoring of Black Sea coast of the Russian Federation // Book of abstracts 33rd General Assembly of the European Seismological Commission (GA ESC 2012). – Obninsk–M.: PH "Poligrafikwik", 2012. – P. 252.
5. *Ананьин И.В., Зыбина И.А.* Анапское землетрясение 12 июля 1966 года // Землетрясения в СССР в 1966 году. – М.: Наука, 1970. – С. 56–62.
6. *Татевосян Р.Э., Плетнев К.Г., Бяков А.Ю., Шестопалов В.Л.* Нижнекубанское землетрясение 9 ноября 2002 г.: результаты макросейсмического обследования // Физика Земли. – 2003. – № 11. – С. 42–53.
7. *Якушева В.Н., Бондаренко Т.В., Мовчан Н.А.* Макросейсмическое обследование эпицентральной зоны землетрясения 10 декабря 2012 г. с  $M_w=4.6$  вблизи Анапы. (В наст. сб.).
8. *Бяков Ю.А., Фоменко В.А., Мащенко А.В., Бяков А.Ю., Карцева М.В., Бяков А.А.* Об особенностях проявления землетрясения 10 декабря 2012 г. в Краснодарском крае. (В наст. сб.).
9. *Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Шварев С.В., Мараханов А.В., Новиков С.С.* Особенности сеймотектоники Сочи-Краснополянского района // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 174–181.
10. *Заклюковская А.С., Габсатарова И.П.* Об особенностях афтершокового процесса Восточно-Черноморского землетрясения 23 декабря 2012 г. с  $M=5.6$ . (В наст. сб.).

# ПЛОТНОСТНАЯ ГРАНИЦА РАЗДЕЛА В ЗЕМНОЙ КОРЕ СЕЙСМИЧЕСКИ АКТИВНОГО И ПАССИВНОГО УЧАСТКОВ И ПОЛОЖЕНИЕ ГИПОЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

<sup>1,2</sup>Н.К. Гайдай, <sup>3</sup>Л.И. Карпенко

<sup>1</sup>Северо-Восточный комплексный НИИ ДВО РАН, г. Магадан

<sup>2</sup>Северо-Восточный государственный университет, г. Магадан

<sup>3</sup>Магаданский филиал ГС РАН, г. Магадан

**Аннотация.** На количественной основе проанализировано распределение гипоцентров землетрясений по отношению к плотностной границе расслоения в земной коре для территорий с различной сейсмической активностью.

**Abstract.** Quantitatively analyzed on the basis of the distribution of hypocenters of earthquakes, in relation to the density stratification in the boundary of the earth's crust in areas, with different seismic activity.

Сейсмические события напрямую связаны с глубинным строением территории, поэтому комплексное изучение структуры земной коры и распределения гипоцентров землетрясений в ней дает более точную оценку положения районов с возможной повышенной сейсмичностью.

Из всех способов изучения глубинного строения, существующих на сегодняшний день (сейсморазведка, МТЗ, электроразведка и др.), использование гравитационного поля считается наиболее доступным по обширности имеющегося первичного материала [1].

Гравитационная съемка различного масштаба выполнена практически для всех территорий. Следовательно, оценка глубинного строения не требует проведения дополнительных геофизических измерений. На основе гравитационных данных с помощью методов новой интерпретационной гравиметрии (НИГ) можно построить трехмерную плотностную модель земной коры с любой степенью детальности [2].

Ранее на количественной основе была проанализирована связь распределения гипоцентров землетрясений с глубинным строением для относительно активного в сейсмическом плане участка Магаданской области [3]. Было установлено, что наблюдается приуроченность гипоцентров землетрясений к зонам, где резко изменяется рельеф квазигоризонтальных границ расслоения в земной коре. Отмечено, что гипоцентры преимущественно располагаются в верхней части земной коры – в осадочном или гранитном слоях. Замечено, что в базитовом слое отмечаются только землетрясения с низким энергетическим классом. Повышенная концентрация землетрясений фиксируется в зонах изменения рельефа кровли гранитного слоя. Максимальная концентрация глубинных гипоцентров наблюдается в зонах локального подъема кровли базитового слоя.

Методами НИГ устанавливаются плотностные характеристики элементов земной коры. Результаты моделирования показывают, что их дифференциация по плотности наблюдается не по всему объему земной коры, а преимущественно только в ее верхних слоях. И лишь в зонах тектоно-магматической активизации, а также в зонах разрывных нарушений плотностные аномалии прослеживаются до глубин, превышающих иногда сотни километров.

Целью данного исследования являлся анализ распределения гипоцентров землетрясений относительно подобной плотностной границы в двух районах с различной сейсмической активностью.

В качестве объектов исследования выступала земная кора южной части зоны сочленения Аян-Юрхского антиклинория и Иньяли-Дебинского синклинория (в пределах координат 61–62°N и 147–150°E общей площадью 22.5 тыс. км<sup>2</sup>) и земная кора Южно-Омолонского поднятия (в пределах координат 63.14–64°N и 156–159°E площадью 12.9 тыс. км<sup>2</sup>).

Первый участок сложен осадочными, осадочно-вулканогенными, вулканогенными, хемогенными и метаморфическими образованиями широкого возрастного диапазона [4]. Интрузивные и субвулканические образования распространены широко, разнообразны по составу и возрасту, преобладают в виде крупных гранитоидных массивов, присутствуют субвулканические тела.

На втором участке имеются выступы дорифейского кристаллического фундамента – эта часть Омолонского массива считается максимально гранитизированной. Поднятие сложено породами среднепалеозойского структурного этажа с выступами фундамента и нижнего яруса чехла массива [5].

Сейсмическая активность территорий рассматривалась за период с 1968 по 2012 год. Данные о землетрясениях получены на основании каталогов Геоинформационной системы «Сейсмичность Магаданской области» [6], разработанной В.М. Шарфутдиновым [7], первичными материалами являлись сейсмологические данные Магаданского филиала Геофизической службы РАН.

За рассматриваемый период на первом участке зарегистрировано 249 землетрясений энергетического класса от 5.2 до 14.0 [6]. Средняя плотность землетрясений составила 11.1 событий на 1 тыс. км<sup>2</sup>. Для 83 землетрясений имеется информация о глубине гипоцентров, 50% из которых зафиксированы на глубине до 10 км. На втором участке зафиксировано 31 землетрясение энергетического класса от 7.6 до 10.0, здесь плотность землетрясений составляет всего 2.4 события на 1 тыс. км<sup>2</sup>. Для 19 землетрясений имеется информация о глубине гипоцентра, которая колеблется в диапазоне от 2 до 10 км.

Анализ распределения гипоцентров землетрясений относительно плотностной границы раздела в земной коре показывает, что на рассматриваемой территории подавляющая часть землетрясений располагается на участках с резким изменением рельефа плотностной границы расслоения. Такое изменение рельефа плотностной границы могло быть вызвано различными причинами: тектоническим движением или повышенным тепловым потоком, приведшим к фазовым переходам вещества земной коры. Движение плотностной границы могло служить причиной появления в земной коре разрывных нарушений, сопровождающихся разрядкой энергии в виде землетрясений.

Отметим, что на первом участке, который можно назвать сейсмически активным, наблюдаются землетрясения с глубиной гипоцентра, превышающей 10 км, в то время как на втором – с сейсмической активностью в 4.6 раза ниже – глубина гипоцентра не превышает 10 км.

Как было отмечено выше, гипоцентры землетрясений тяготеют к областям резкого изменения рельефа поверхности плотностной границы расслоения. При этом 90% гипоцентров землетрясений расположены в областях резкого ее погружения. Эта тенденция характерна для всей рассматриваемой территории.

Таким образом, закономерности распределения гипоцентров землетрясений в земной коре совпадают для участков с повышенной и пониженной сейсмической активностью. Единственным установленным отличием является наличие глубинных землетрясений на территории с повышенной сейсмической активностью и их отсутствие на территории с пониженной сейсмической активностью.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Гайдай Н.К.** Новая интерпретационная гравиметрия. Понятия. Возможности. Перспективы использования // Вестник Северо-Восточного государственного университета. Спецвыпуск. № 13. – Магадан: Изд-во СВГУ, 2010. – С. 10–14.
2. **Вацлов Ю.Я.** Новая интерпретационная гравиметрия – вместо и вместе с глубинными сейсмическими исследованиями. Статья 1. Методические основы новой интерпретационной гравиметрии // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2005. – № 3. – С. 2–16.
3. **Гайдай Н.К., Карпенко Л.И.** Анализ распределения гипоцентров землетрясений в земной коре Аян-Юрхского антиклинория (Магаданская область) // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 98–101.
4. **Геологическая карта и карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона.** Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка в 4-х книгах. Кн. 1. Геологическое описание. Полезные ископаемые, минерагеническое районирование и прогнозная оценка территории // Под ред. Г.М. Сосунова. – Магадан: ГП «Магадангеология», 1999. – 181 с.
5. **Кузнецов В.М., Гагиев М.Х., Дылевский Е.Ф. и др.** Геологическая карта и карта полезных ископаемых Колымо-Омолонского региона. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка // Под ред. К.В. Симакова. – Магадан: ГП «Магадангеология», 1998. – 207 с.
6. **Шарафутдинов В.М., Малиновский С.Б.** Геоинформационная система «Сейсмичность Магаданской области» // Свидетельство о государственной регистрации Федеральной службы по интеллектуальной собственности, патентам и товарным знакам № 2011615022 от 24.06.2011 года.
7. **Шарафутдинов В.М.** Разработка и формирование Геоинформационной системы «Сейсмичность Магаданской области», возможности ее применения // Геоинформатика. – 2009. – № 3. – С. 52–56.



# ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ 2006–2012 ГГ. В БАРГУЗИНСКОМ ХРЕБТЕ (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

<sup>1</sup>Н.А. Гилёва, <sup>2</sup>В.И. Мельникова

<sup>1</sup>Байкальский филиал ГС СО РАН, г. Иркутск

<sup>2</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

**Аннотация.** Анализ пространственно-временного хода сейсмического процесса и механизмов очагов крупной Томпудинской последовательности землетрясений 2006–2012 гг. в Северном Прибайкалье (главный толчок с  $M_w=5.4$ ) показал, что данная активизация приурочена к тектоническому узлу сочленения разломов северо-западного и север-северо-восточного простираний. Сейсмотектоническая обстановка в очаговой области характеризуется устойчивым субгоризонтальным растяжением, ориентированным вкрест простирания рифтовых структур.

**Abstract.** The analysis of the spatial-temporal course of the seismic process and the focal mechanisms of the large Tompuda earthquakes sequence in the North Pribaikalie (2006–2012, the main shock with  $M_w=5.4$ ) has shown that the activation is connected with the tectonic faults junction north-west and north-north-east strike. The seismotectonic setting in the origin area is characterized by stable sub-horizontal tension transversely oriented across the strike of the rift structures.

## Введение

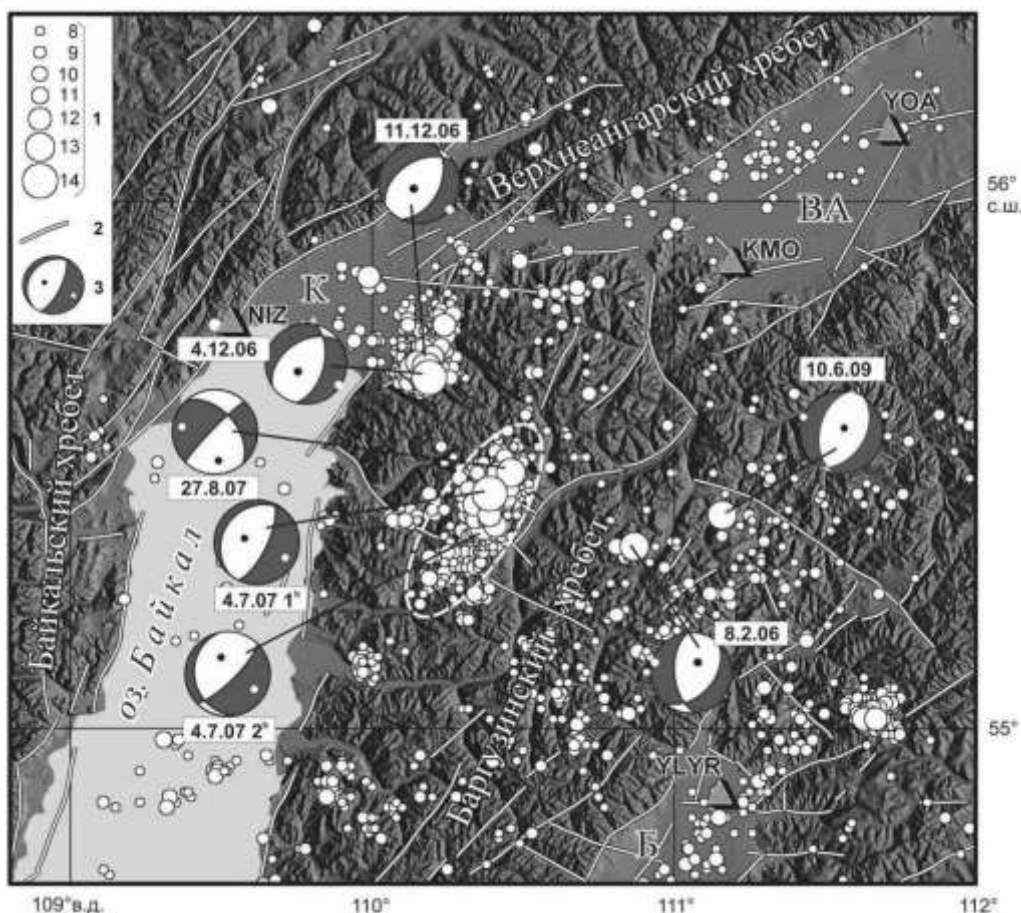
Сейсмичность Северного Прибайкалья (в пределах территории, показанной на рис. 1) по количеству выделившейся за период инструментальных наблюдений (начиная с 1962 г.) сейсмической энергии уступает флангам Байкальской рифтовой зоны, в то время как число землетрясений здесь неизмеримо выше [1, 2]. Наряду с участками рассеянной сейсмичности в указанном районе отмечаются изометричные области группирующихся сейсмических событий (роев и землетрясений с афтершоками). Эти группы объединяют от сотен до тысяч, в основном слабых, землетрясений.

В данной работе объектом исследования является крупная Томпудинская последовательность землетрясений, зарегистрированная в 2006–2012 гг. в горных отрогах Баргузинского хребта, примыкающих к восточному берегу Байкала.

**Цель работы** – изучение пространственно-временных особенностей формирования внутренней структуры серии сейсмических толчков и выявление сейсмически активных тектонических структур.

## Характеристика Томпудинской последовательности землетрясений

Главным событием рассматриваемой серии стало землетрясение 4 июля 2007 г. в  $01^{\text{h}}23^{\text{m}}$  ( $K_p=14.2$ ,  $M_w=5.4$ ). За период с 1 июля по 31 декабря 2007 г. в его очаговой зоне зарегистрировано 2278 толчков с  $K_p \geq 5.6$ . Всестороннее окружение эпицентральной области сейсмическими станциями (рис. 1) позволило достаточно точно определить координаты эпицентра основного толчка и многочисленных афтершоков: погрешности определений для событий с  $K_p=10-14$  в большинстве случаев составили  $\delta\varphi = \pm(2-3)$  км, а для более слабых –  $\delta\varphi = \pm(2-6)$  км. В то же время отсутствие близких ( $\Delta < 60$  км) станций не благоприятствовало точным оценкам глубин гипоцентров.

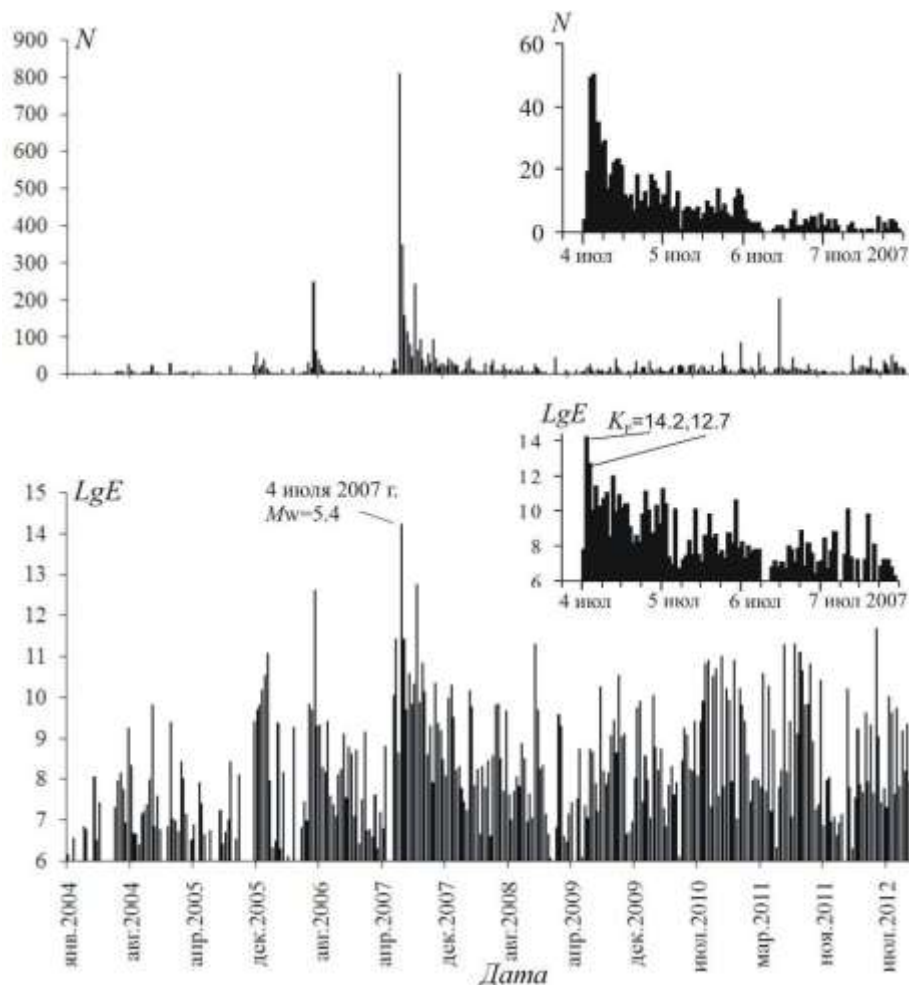


**Рис. 1.** Карта эпицентров землетрясений Северного Прибайкалья за период 01.01.2005 г. – 31.10.2012 г.:

1 – эпицентры землетрясений соответствующего энергетического класса  $K_p$ ; 2 – активные кайнозойские разломы по [3]; 3 – стереограмма фокального механизма (для землетрясений с  $K_p \geq 12.6$  с датой: число, месяц, год) в проекции нижней полусферы; черные и белые точки – выходы осей сжатия и растяжения; треугольники – сейсмические станции. Овальным штриховым контуром выделена эпицентральная область Томпудинской последовательности землетрясений. Буквами обозначены впадины рифтового типа: К – Кичерская, ВА – Верхнеангарская, Б – Баргузинская

Следует заметить, что в районе будущей серии толчков 2007 г. активизация началась еще в августе 2006 г. [4]. К началу 2007 г. в сейсмоактивной области насчитывалось около 500 сейсмических событий. Резкий всплеск сейсмической энергии и числа землетрясений ( $N=461$  в течение суток) произошел в момент сильного землетрясения 4 июля 2007 года. В целом высокая сейсмическая активность Томпудинской эпицентральной зоны сохранялась до конца 2012 г. (рис. 2). За весь рассматриваемый период (2006–2012 гг.) здесь зарегистрировано немногим более 6000 землетрясений с  $K_p \geq 5.6$ .

В целом эпицентральное поле землетрясений имело форму эллипса, длинная ось которого ориентирована в север-северо-восточном направлении (в северных румбах), что соответствовало субмеридиональному простиранию крутой и пологой плоскостей разрывов со сбросовыми подвижками в очаге главного толчка (рис. 1). Большая часть плоскостей разрывов в очагах других сейсмических событий с известными фокальными механизмами имела северо-восточное (рифтовое) простирание. Средний тензор сейсмического момента, рассчитанный на основе однородной выборки из 19 решений фокальных механизмов, показал, что деформирование сейсмоактивного объема осуществлялось в режиме преобладающего северо-западного–юго-восточного удлинения (transtensional) [5].



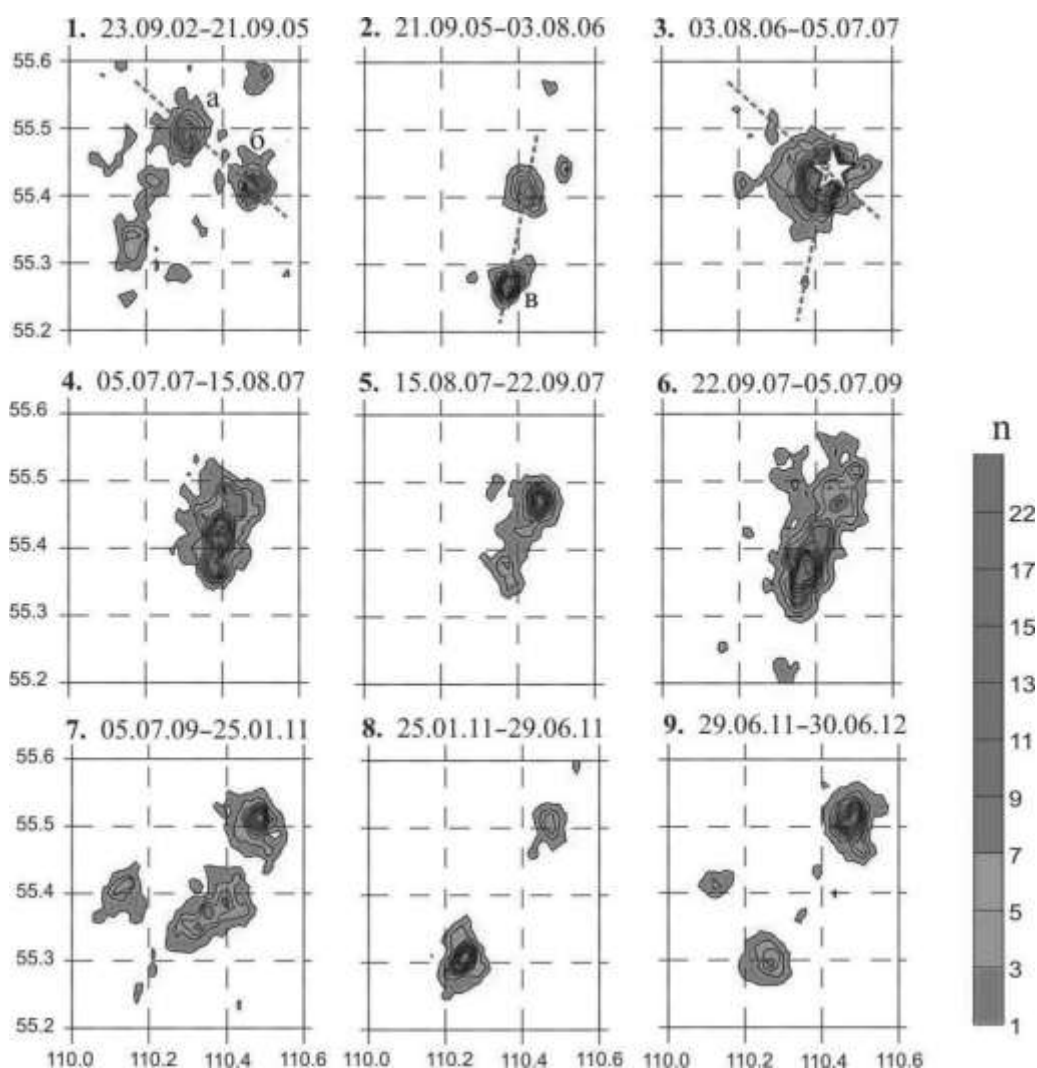
**Рис. 2.** Распределение числа землетрясений ( $N$ ) и количества суммарной сейсмической энергии ( $\lg E$ ) в районе Томпудинской последовательности землетрясений за период 01.01.2004 г. – 31.10.2012 г. (по 10 суток).

На врезках показаны почасовые распределения за первые четверо суток после главного толчка

### Пространственно-временной ход сейсмического процесса

Формирование эпицентрального поля многочисленных землетрясений Томпудинской последовательности происходило достаточно длительное время, поэтому попытаемся рассмотреть пространственно-временной ход сейсмического процесса, используя карты плотности эпицентров, построенные за разные временные интервалы с учетом кластеризации сейсмических событий. Значимым кластером будем считать область, в которой на единичной площадке осреднения ( $\varphi=0.01^\circ \times \lambda=0.02^\circ$ ) насчитывалось не менее десяти событий. Минимальный радиус кластера, включающего разные по силе землетрясения ( $K_p \geq 5.6$ ), оказался равен 5 км.

За несколько лет, предшествующих главному толчку (рис. 3, периоды 1 и 2), в его будущей эпицентральной области сформировалось три последовательно работающих кластера (а, б, в), число землетрясений в каждом из которых не превышало 200 событий с  $K_{\max}=11.0$ . Далее, в результате перераспределения напряжений, на месте среднего кластера произошла аккумуляция энергии, что привело к появлению сильного землетрясения (рис. 3, период 3). В последующие периоды времени в очаговой области появились кластеры, местоположение которых трассировало исключительно северо-восточное (рифтовое) направление деструкции земной коры. По истечении двух лет после главного события активность его эпицентральной области снизилась (рис. 2) и разрядка напряжений сконцентрировалась в основном на ее периферии (рис. 3, периоды 7–9).



**Рис. 3.** Карты плотности эпицентров Томпудинской последовательности землетрясений, построенные за разные периоды времени:

$n$  – число событий на единичной площадке осреднения размером  $\varphi=0.01^\circ$  и  $\lambda=0.02^\circ$ ; мелкой штриховой линией обозначены направления деформации земной коры, маркируемые кластерами (а, б, в); звездочка – эпицентр главного толчка

Таким образом, отдельные стадии общего сеймотектонического деформационного процесса в рассматриваемом районе связаны с локальными кластерами и соответствующими им полями напряжений, существующими в общей тектонодинамической обстановке, которая в свою очередь характеризуется устойчивым субгоризонтальным растяжением, ориентированным вкрест простиранию рифтовых структур [1].

Очевидно, что активизация очаговой области происходила постепенно и фрагментарно. Здесь необходимо отметить один, с нашей точки зрения, очень важный момент – эпицентр главного события расположился на месте среднего кластера (рис. 3, период 3), попадающего непосредственно в узел пересечения двух направлений деформации земной коры: северо-западного (первый кластер) и север-северо-восточного (третий кластер). Это, в принципе, не противоречит общим закономерностям формирования и взаимного расположения систем сопряженных разрывов, образующихся в процессе разрушения горных пород [6]. Заметим, что продольные разломы хорошо выражены в рельефе, имеют различную протяженность и характеризуются высокой сейсмической активностью, в то время как поперечные не всегда проявлены на дневной поверхности.

Согласно теоретическим и экспериментальным исследованиям процессов разрушения горных пород [7, 8], зоны сочленения или пересечения активных разломов занимают особое место в процессах подготовки и генерации землетрясений. По мнению В.В. Ружича [9], отличительной особенностью таких разломных узлов является повышенная тектоническая раздробленность и, как следствие, группируемость землетрясений. Томпудинская последовательность сейсмических событий вполне вписывается в подобный сценарий развития сейсмических активизаций.

### **Выводы**

Комментируя полученные результаты, отметим следующее.

1. Область очага наиболее сильного землетрясения Томпудинской последовательности сформировалась в тектоническом узле, где пересекаются структурные нарушения северо-западного и северо-восточного простираний.

2. Исходя из карт плотности эпицентров, отражающих пространственно-временной ход сейсмического процесса в районе активизации, а также механизмов очагов землетрясений, можно утверждать, что появление Томпудинской последовательности связано с рифтовыми процессами, оказывающими существенное влияние на горный массив Баргузинского хребта.

Подводя итоги проведенного исследования, можно констатировать тот факт, что детальное изучение сценариев развития каждой крупной сейсмической активизации чрезвычайно важно как для понимания природы землетрясений, так и для оценки сейсмической опасности исследуемой территории.

**Работа выполнена при финансовой поддержке междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 111 и программы Президиума РАН № 4.1.**

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. *Мельникова В.И., Гилёва Н.А., Курушин Р.А., Масальский О.К., Шлаевская Н.С.* Выделение условных районов для ежегодных обзоров сейсмичности региона Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения Северной Евразии в 1997 году. – Обнинск: ГС РАН, 2003. – С. 107–117.
2. *Гилёва Н.А., Мельникова В.И., Масальский О.К.* Сейсмичность Байкальского региона в 2001–2006 гг. по данным цифровых сейсмических станций // Сейсмичность Северной Евразии. Материалы Международной конференции. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – С. 53–59.
3. *Лунина О.В., Гладков А.С., Шерстянкин П.П.* Новая электронная карта активных разломов юга Восточной Сибири // ДАН. – 2010. – Т. 433, № 5. – С. 662–667.
4. *Мельникова В.И., Гилёва Н.А., Масальский О.К.* Прибайкалье и Забайкалье // Землетрясения Северной Евразии, 2006 год. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 151–162.
5. *Гилёва Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Я.Б.* Томпудинское землетрясение 4 июля 2007 г. с  $K_p=14.2$ ,  $M_w=5.4$ ,  $I_0=7-8$  (Северное Прибайкалье) // Землетрясения Северной Евразии, 2007 год. – Обнинск: ГС РАН, 2013. (В печати).
6. *Ма Цзинь, Ма Сэнли, Лю Личань и др.* Экспериментальное изучение поочередных подвижек пересекающихся разрывов и движений блоков // М.В. Гзовский и развитие геофизики. – М.: Наука, 2000. – С. 207–219.
7. *Рейснер Г.И.* Геологические методы оценки сейсмической опасности. – М.: Недра, 1980. – 173 с.
8. *Осокина Д.Н.* Поле напряжений, разрушение, механизмы деформирования геосферы в зоне разрыва // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского). – М.: ОИФЗ РАН, 2002. – С. 129–172.
9. *Ружич В.В.* Сеймотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. – 144 с.

## ВОПРОСЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ТЕРЕСКО-КАСПИЙСКОГО ПРОГИБА

Л.В. Головкова, И.П. Габсатарова, Н.Л. Пономарёва  
ГС РАН, г. Обнинск

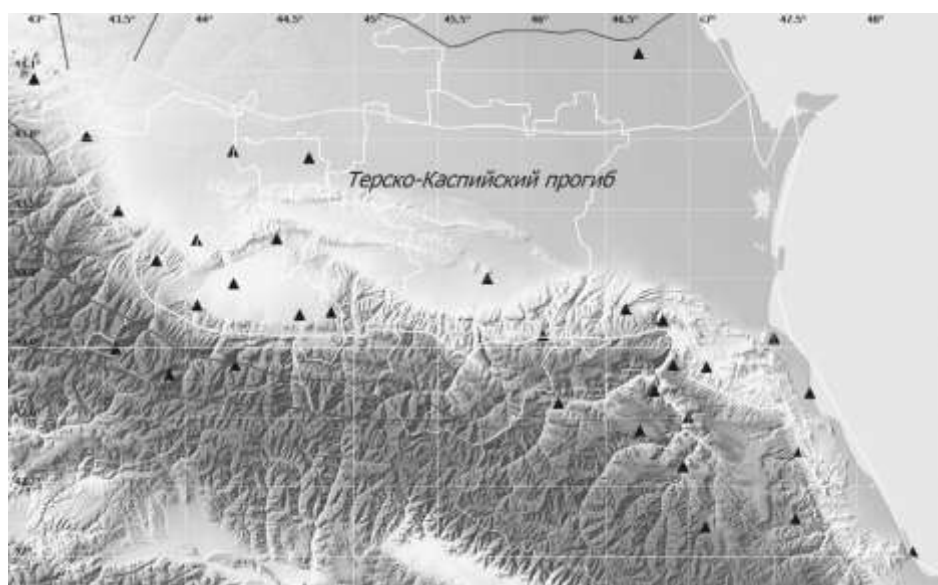
**Аннотация.** Представлены результаты детальных работ по определению параметров землетрясений в Терско-Каспийском прогибе в 2011–2013 гг. и анализ их пространственных распределений.

**Abstract.** The subject of the paper are the results of detailed definitions of the parameters of earthquakes in the Terek-Caspian deflection in 2011–2013 and the analysis of their spatial distributions.

Терско-Каспийский прогиб – один из наиболее сейсмоактивных и сейсмоопасных районов Северного Кавказа. Последним свидетельством этого было сильное Курчалойское землетрясение 11 октября 2008 г. с  $M=5.8$  и ощутимостью в эпицентре до 7 баллов.

Однако довольно продолжительный период на большей части его территории сейсмическая сеть была чрезвычайно редкой, что позволяло отслеживать землетрясения с представительного уровня  $M_{пред} \geq 2.5-3$ . Характер распределения сейсмичности имел рассеянный вид со слабой приуроченностью к основным зональным структурам.

Ситуация несколько изменилась с формированием в западной части прогиба сейсмической сети Северо-Осетинского филиала ГС РАН (2000–2006 гг.), открытием на территории Чеченской Республики двух станций – «Грозный» GROC (2008 г.) и «Дышне-Ведено» DVER (2011 г.), а также оснащение цифровым оборудованием станций Дагестанской сети – «Дубки», «Ботлих», «Гуниб» и др. (рис. 1). В современном состоянии большая часть станций сети расположена вблизи западной и южной границ прогиба. Лишь несколько станций находятся в его центре, северная часть не имеет станций.



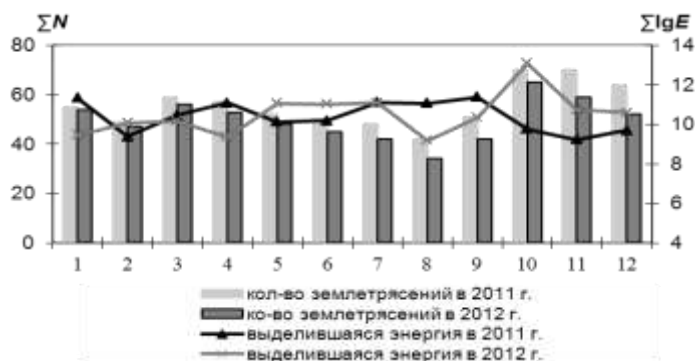
**Рис. 1.** Сейсмическая сеть ГС РАН на территории Терско-Каспийского прогиба

Расширение сети позволило начать актуальные работы по более детальному исследованию сейсмического режима Терско-Каспийского прогиба и получать параметры более слабых землетрясений с удовлетворительной точностью.

Полученный опыт по регистрации слабых роевых процессов и очагов с промежуточными глубинами перед Курчалойским землетрясением 11.10.2008 г. показал, что эти явления связаны с подготовкой сильного землетрясения в прогибе [1]. Поэтому с начала 2011 г. в рамках работ по составлению общего каталога региона Северный Кавказ зона Терско-Каспийского прогиба была выделена в самостоятельный участок мониторинга, который подразумевает детальный просмотр записей всех станций, расположенных на этой территории. На базе сейсмической станции «Махачкала» была организована непрерывная обработка записей станции «Грозный» и «Ахты» с целью выяснения возможных пропусков слабых событий при сетевой обработке.

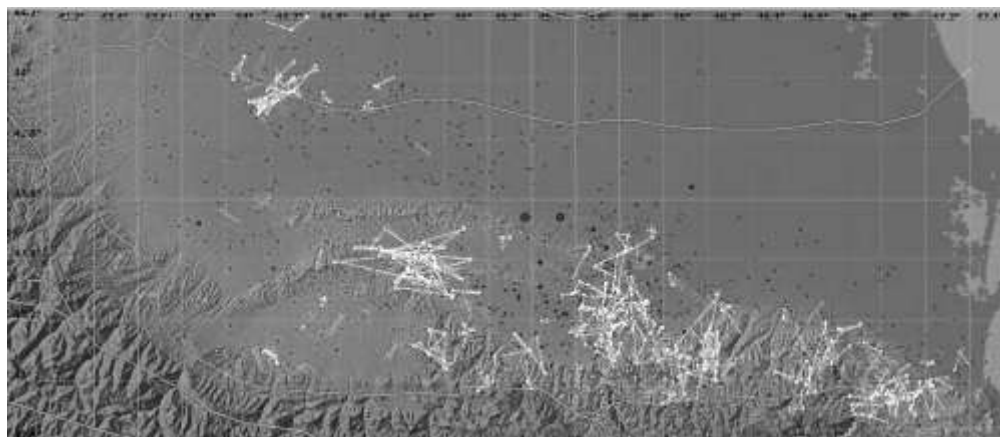
Вся информация учитывается при выпуске уточненного сейсмологического каталога по региону Северный Кавказ, проводится переопределение параметров гипоцентров землетрясений этого региона, полученных в оперативном режиме. Учитываются также сейсмологические наблюдения станциями четырех сетей: CMWS (ИСМ КМВ), OBN (ЦО ГС РАН), NORS (С-ОФ ГС РАН) и DRS (ДФГС РАН).

На основании результатов сводной обработки станционных данных переопределены основные параметры 378 сейсмических событий 2011 г. и 572 землетрясения 2012 года. По числу и выделенной энергии они распределились следующим образом (рис. 2). Для сравнения в предыдущие годы – до 2008 г. – в среднем за год регистрировалось не более 200 землетрясений.



**Рис. 2.** График помесечного распределения количества землетрясений и выделенной ими суммарной сейсмической энергии за 2011 и 2012 гг.

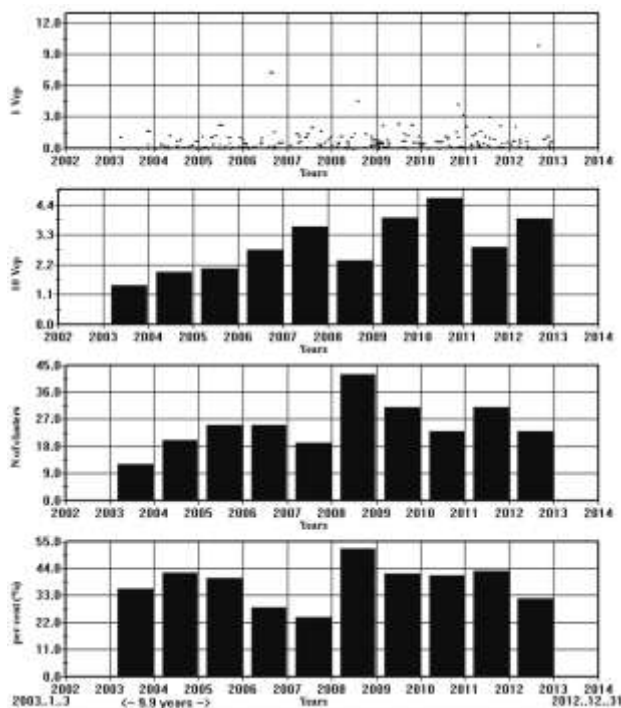
Таким образом, отладив процесс накопления информации и накопив определенный объем данных, создалась возможность приступить к работам по анализу параметров сейсмического режима этой территории. Предварительно убрав из каталога афтершоки Курчалойского землетрясения 11.10.2008 г., подвергнем для начала выборку для Терско-Каспийского прогиба анализу на наличие кластеров событий (множества связанных событий) по методу Г.А. Соболева [2], по которому пространственно-временные параметры поиска кластеров  $dT$  и  $dS$  рассчитываются автоматически, исходя из представления о физических процессах разрушения среды (рис. 3).



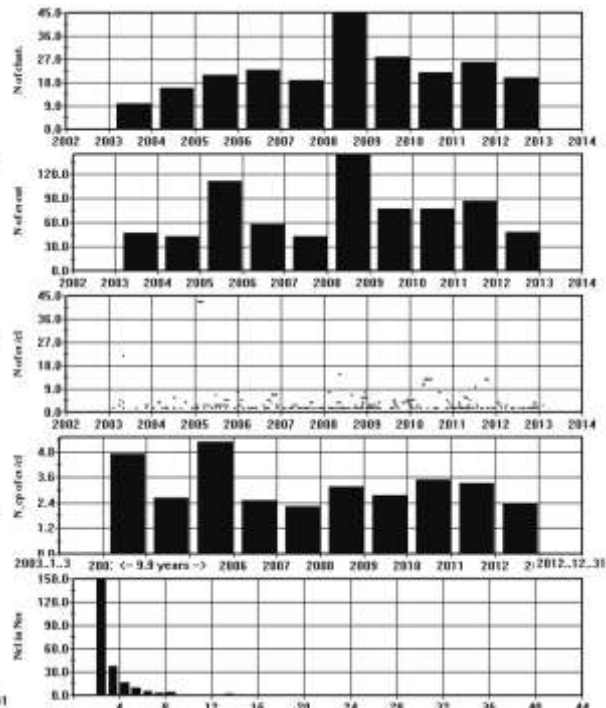
**Рис. 3.** Сейсмичность Терско-Каспийского прогиба 2003–2012 гг., выделение кластеров в ГИС EEDB

Воспользуемся для этого программой ГИС EEDB [3]. Как видно из рис. 3, значительная часть землетрясений объединяется в кластеры, при этом остается какая-то часть рассеянной сейсмичности.

Для выделенных кластеров в качестве их первых характеристик с помощью той же ГИС можно получить целый ряд гистограмм, характеризующих их свойства (рис. 4).



**Рис. 4 а.** Гистограммы скоростей, средних скоростей кластеризации, количества кластеров и процент кластеризованных событий в общем числе событий (в порядке сверху вниз)



**Рис. 4 б.** Временные гистограммы количества кластеров, общего числа событий в кластере, количества связанных событий без осреднения и с осреднением по кластерам, распределение количества кластеров от среднего числа событий в них

### Выводы

Определен тип пространственной организации событий в текущей выборке – землетрясения Терско-Каспийского прогиба за 2003–2012 гг. или оценка скученности эпицентров с помощью известного и широко применяемого индекса Моришиты. График имеет вид, подобный типичному графику кластеризованного распределения.

Работы по статистическому анализу выборки и построению других функций сейсмического режима будут продолжены на материалах ежегодно пополняемых каталогов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Габсатарова И.П.** Исследование пространственно-временных особенностей сейсмичности на Северном Кавказе: автореф. диссертации на соискание ученой степени канд. физ.-мат. наук. – М.: ИФЗ РАН, 2010. – 23 с.
2. **Соболев Г.А.** Основы прогноза землетрясений. – М.: Наука, 1993. – 314 с.
3. **Михеева А.В.** Подготовка, визуализация и анализ сейсмологических данных в программном комплексе GIS-EEDB // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 192–196.



# НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК СЕЙСМИЧЕСКОГО ФОНА В РАЙОНЕ БУХТЫ ВИТЯЗЬ ЯПОНСКОГО МОРЯ

<sup>1</sup>С.В. Горовой, <sup>2</sup>С.Б. Наумов

<sup>1</sup>Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток

<sup>2</sup>ГС РАН, г. Владивосток

**Аннотация.** Предлагается методика исследования сейсмического фона в районе расположения сейсмических станций. Приводятся материалы исследования характеристик сейсмического фона в районе расположения сейсмостанции MSH на мысе Шульца, в бухте Витязь, в Японском море.

**Abstract.** Proposes a methodology for the study of seismic background in the area of location of the seismic stations. Are the materials of research of characteristics of seismic background in the area of location of the seismic station MSH, m. Schultz, in the Knight Bay, Japanese Sea.

## Введение

С целью получения детальных сейсмических условий района расположения сейсмостанции MSH на мысе Шульца, в бухте Витязь и в Японском море были проведены исследования характеристик сейсмического фона, что может представлять интерес для правильной интерпретации сейсмологических данных при проведении непрерывного сейсмологического мониторинга в режиме реального времени.

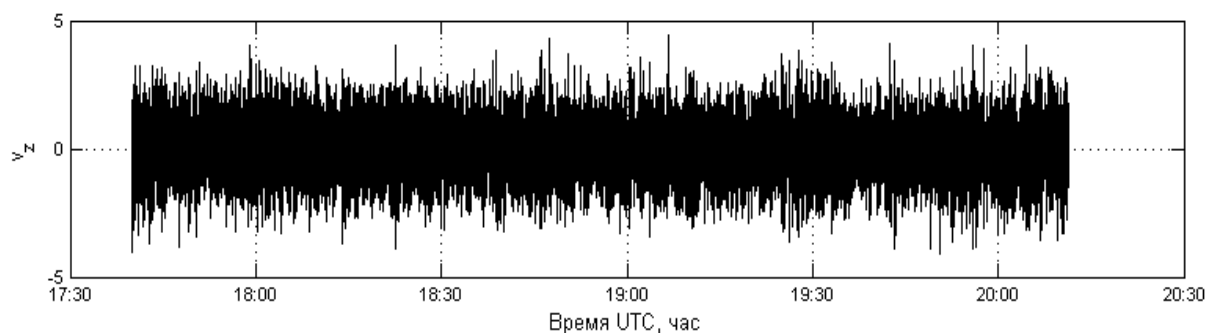
В статье приведены результаты экспериментального исследования некоторых характеристик сейсмического фона на побережье бухты Витязь Японского моря в районе морской экспериментальной станции Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН (МЭС ТОИ ДВО РАН) «Мыс Шульца», где с 2009 г. совместными усилиями ТОИ ДВО РАН, Дальневосточного федерального университета и Геофизической службы РАН проводится непрерывный мониторинг сейсмической активности с помощью широкополосного велосиметра Guralp CMG-3ESPВ. Широкополосный велосиметр Guralp CMG-3ESPВ установлен в вертикальной скважине с координатами: 42.580°N, 131.157°E, глубина и диаметр скважины составляют 1.75 м и 133 мм, соответственно, высота точки установки сейсмоприемника над уровнем моря – 84 м, расстояние до кромки прибоя – 70 м, окружающие породы – граниты. Направления максимальной чувствительности каналов велосиметра совпадают с географическими направлениями север-юг (канал NS), восток-запад (канал EW), вертикальное направление (канал Z). Данный велосиметр имеет три ортогональных измерительных канала. Выходные сигналы каналов сейсмоприемника пропорциональны соответствующим компонентам колебательной скорости, чувствительность по каждому каналу составляет  $2 \times 200 \text{ В/м} \cdot \text{с}^{-1}$ . Подробные характеристики сейсмоприемника приведены в [1].

Сигналы с выходов измерительных каналов сейсмоприемника подаются на входы усилителей-формирователей с полосой пропускания 0.0083–50 Гц и далее – на 24-рядный АЦП. Частота квантования по каждому каналу составляет 100 Гц. Оцифрованные сигналы записываются в память компьютера и в реальном масштабе времени передаются в центры обработки информации Геофизической службы РАН.

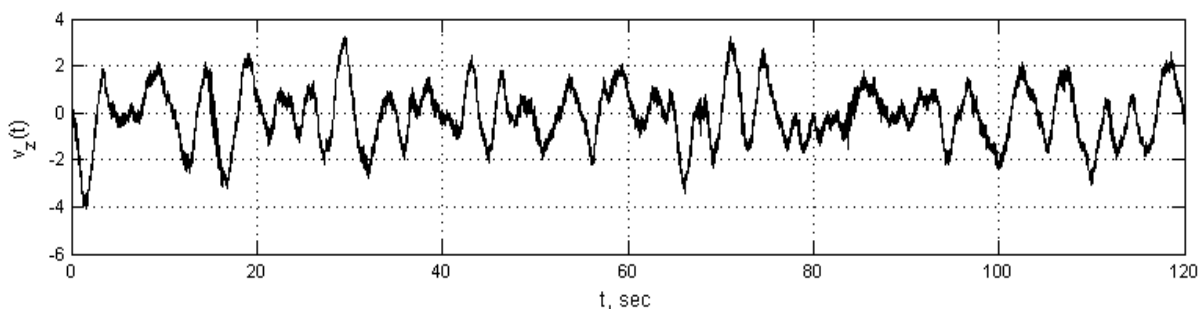
**Методика исследования.** На рис. 1–5 приведены результаты анализа пятиминутного фрагмента записей сейсмического фона, зарегистрированного Z-каналом сейсмоприемника 21.02.2013 г. с 17:40 до 22:40. Эти результаты можно считать типичными для сейсмического фона в районе МЭС ТОИ ДВО РАН «Мыс Шульца» при отсутствии заметных сейсмических сигналов от землетрясений и сигналов техногенного происхождения.

Перед проведением анализа исследуемый сигнал был пронормирован по уровню так, чтобы его среднее значение  $m_z$  и среднеквадратическое отклонение от среднего  $s_z$  стали равными 0 и 1 соответственно.

На рис. 1 показан фрагмент осциллограммы использованного в данной работе сигнала канала Z. На рис. 2 показан типичный двухминутный фрагмент осциллограммы сигнала канала Z. Анализ подобных осциллограмм показал, что на интервалах длительностью от одной минуты и до пяти часов анализируемый сигнал можно считать приблизительно стационарным, при этом явно выраженные короткопериодные и длиннопериодные тренды отсутствуют.

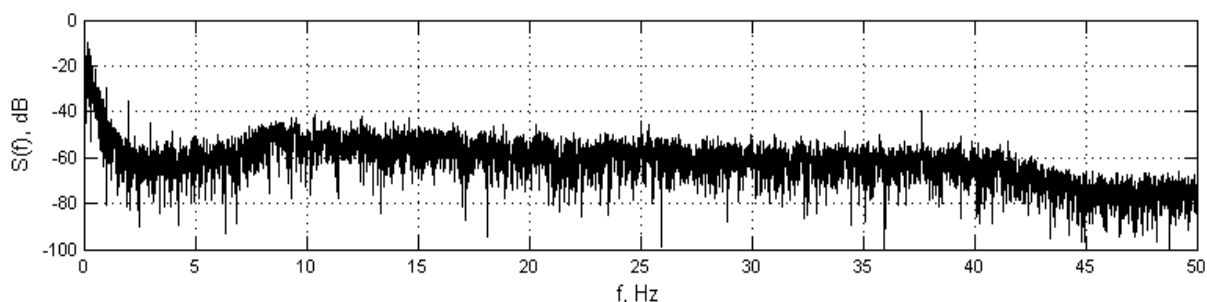


**Рис. 1.** Фрагмент осциллограммы сигнала Z-канала



**Рис. 2.** Детальный фрагмент осциллограммы сигнала Z-канала

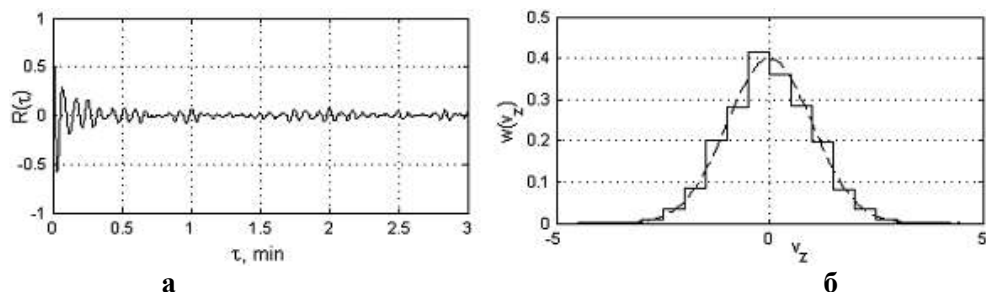
На рис. 3 показана спектрограмма исследуемого сигнала, полученная с помощью  $2^{14}$ -точечного БПФ. Завал спектра на частотах выше 40 Гц обусловлен частотной характеристикой используемого усилителя-формирователя.



**Рис. 3.** Спектрограмма фрагмента сигнала Z-канала

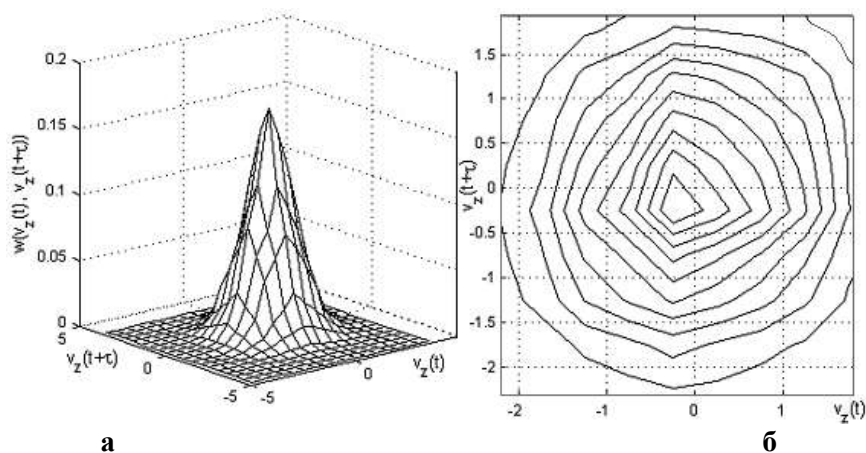
На рис. 4 а показана оценка корреляционной функции  $R(\tau)$  исследуемого сигнала, полученная при времени накопления 1 час. Временной интервал между нулями на начальном участке корреляционной функции составляет порядка 3–4 с. На рис. 4 б сплошной линией показана оценка одномерной плотности распределения выборочных значений при времени накопления 1 час. Пунктирной линией показана плотность гауссова распределения с математическим ожиданием и дисперсией, равными 0 и 1

соответственно. Значения коэффициентов асимметрии и эксцесса, оцененные при сдвигах исследуемых фрагментов сигнала и изменении времени накопления от 0.5 до 5 ч составляли (0.05–0.08) и минус (0.1–0.02) соответственно. Проверка непротиворечия распределения выборочных значений гауссову распределению при уровне значимости 0.05 с помощью критериев Хи-квадрат, Колмогорова и Шапиро-Уилка [2, 3] при сдвигах исследуемых фрагментов сигнала и изменении времени накопления от 0.5 до 5 ч не дала устойчивых положительных результатов.



**Рис. 4.** Оценки корреляционной функции (а) и плотности распределения выборочных значений (б) сигнала Z-канала

На рис. 5а показана оценка двумерной плотности распределения выборочных значений, отстоящих друг от друга на  $\tau=1$  с, что соответствует значению  $R(\tau)=0.1$  см рис. 4 а при времени накопления 3 часа. На рис. 5 б показаны соответствующие рис. 5 а линии равной вероятности, близкие по форме к окружностям. Проверка непротиворечия распределения выборочных значений гауссову распределению при уровне значимости 0.05 с помощью двумерного критерия Хи-квадрат при сдвигах исследуемых фрагментов сигнала и изменении времени накопления от 0.5 до 5 ч не дала устойчивых положительных результатов.



**Рис. 5.** Оценки двумерной плотности распределения (а) и (б) линий равной вероятности выборочных значений сигнала Z-канала

### Выводы

Представленные в данной статье результаты характеризуют лишь экспериментальные данные, на основе которых они были получены, но могут быть использованы в качестве ориентировочных при контроле сейсмической активности в районе проведения измерений и оценке помехоустойчивости автоматических обнаружителей сейсмических сигналов различного происхождения.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Сейсмоприемник CMG-3ESPВ*. Руководство по эксплуатации ВЛКН.43 1410.201 ЗЭ.
2. *Бендат Д.* Основы теории случайных шумов и ее применения. – М.: Наука, 1965.
3. *Кобзарь А.И.* Прикладная математическая статистика. – М.: ФИЗМАТЛИТ, 2006. – 816 с.

# ОБ ОПЫТЕ ПРИМЕНЕНИЯ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ ПРИ РЕГИСТРАЦИИ СИГНАЛОВ ОТ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

<sup>1</sup>С.В. Горожанцев, <sup>2</sup>С.Б. Наумов, <sup>2</sup>Е.В. Лисунов  
<sup>1</sup>ГС РАН, г. Обнинск  
<sup>2</sup>ГС РАН, г. Владивосток

**Аннотация.** Приведены результаты гравиметрических измерений в периоды одновременной регистрации сильных землетрясений сейсмическими и гравиметрическими приборами. Обсуждается возможность привлечения высокоточных гравиметрических наблюдений для сейсмологических исследований.

**Abstract.** The results of gravimetric measurements during simultaneous recording of earthquakes and seismic gravimetric devices. We discuss the possibility of attracting high-precision gravity observations in seismic studies.

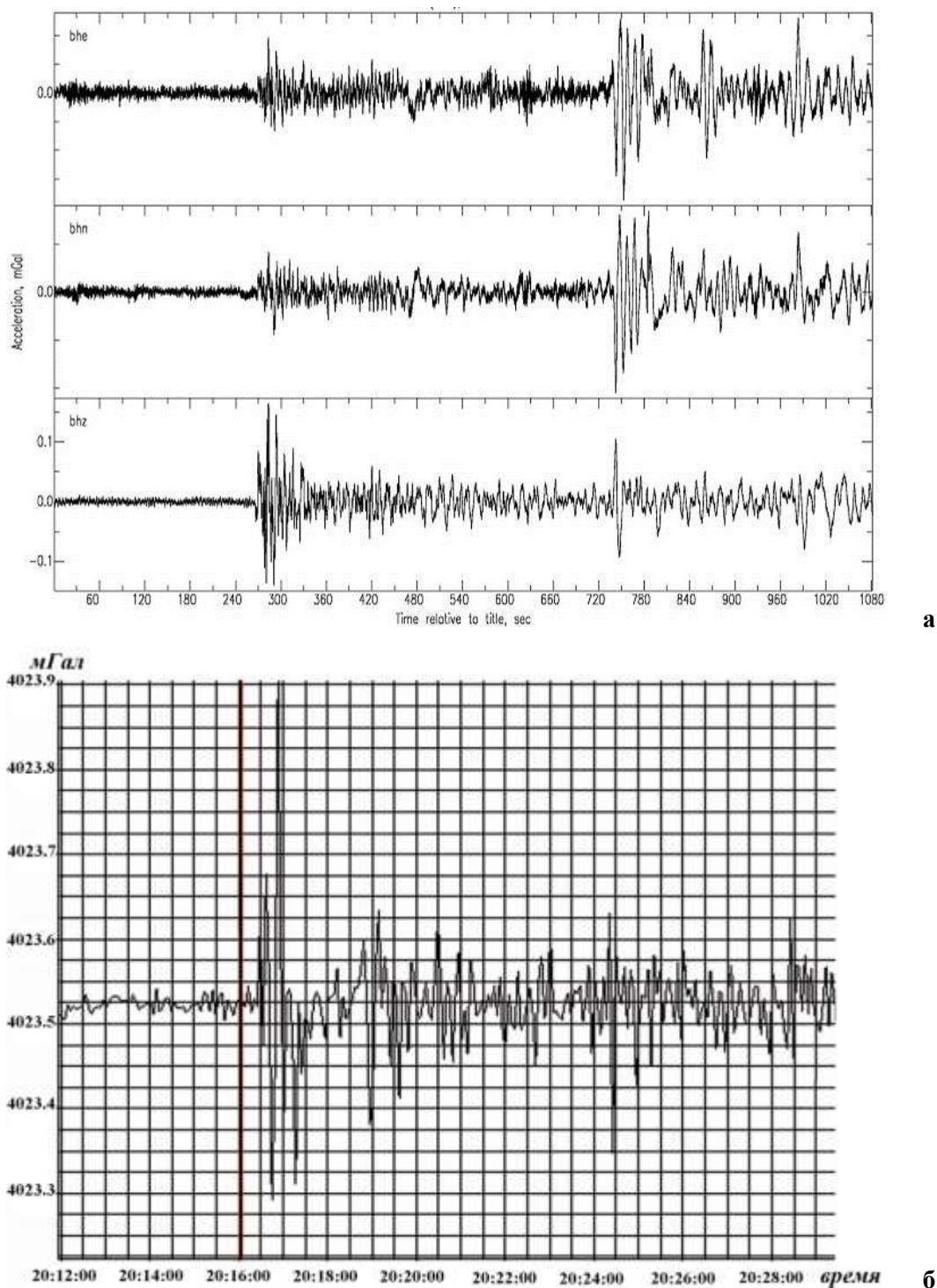
В статье рассматривается отражение в результатах высокоточных гравиметрических измерений традиционных природных землетрясений, причиной которых является внезапное высвобождение большого количества энергии на различных глубинах земной толщи. В дальнейшем эта энергия частично преобразуется в сейсмические волны, распространяющиеся во все стороны от источника (очага землетрясения), которые в свою очередь представляют собой упругие продольные, поперечные, поверхностные колебания в геологической среде с различной скоростью и частотой.

Для изучения землетрясений важна любая информация, содержащаяся в геофизических полях, позволяющая оценить геологическую среду (земную толщу) на стадиях подготовки землетрясения, его возникновения и на стадии затухания сейсмических волн. В связи с этим, кроме основного – сейсмического, для изучения землетрясений все больше привлекаются результаты исследований других геофизических методов, в том числе и гравиметрического [1–5]. Этому способствуют новые аппаратные разработки, а также тот факт, что такое явление, как сильное землетрясение, проявляется практически во всех геофизических полях и комплексный подход для изучения такого рода событий просто неизбежен [6].

С 2010 г. по текущее время (2013 г.) Геофизической службой РАН периодически ведутся специальные экспериментальные гравиметрические измерения на Дальнем Востоке Российской Федерации. В 2010–2011 гг. в районе г. Владивосток (на мысе Шульца) проводились наблюдения широкополосным сейсмометром SMG-3ТВ фирмы «GURALP» и гравиметром CG-5 AutoGrav канадской фирмы «Scintrex». Одновременно на расстоянии около 90 км на сейсмостанции «Владивосток» производилась регистрация землетрясений отечественными сейсмодатчиками СМ-3ОС.

CG-5 AutoGrav представляет собой автоматический микропроцессорный гравиметр, диапазон измерений которого превышает 8000 мГал, без необходимости переустановки, а разрешающая способность при снятии показаний составляет 0.001 мГал. Показание в системе AutoGrav получается путем постоянного усреднения замеров, снимаемых с периодичностью 6 Гц. Результаты отдельных измерений отображаются на дисплее прибора непосредственно в мГал.

На рис. 1 приведены фрагменты типичных записей от землетрясения сейсмометром СМ-3ОС и гравиметром CG-5 AutoGrav. В связи с тем, что гравиметр регистрирует величину ускорения, а сейсмометры SMG-3ТВ и СМ-3ОС являются велосиметрами, для более корректного сравнения сигналов, регистрируемых этими приборами, на рисунке представлена продифференцированная запись в мГал сейсмометра СМ-3ОС.



**Рис. 1. Землетрясение 3 апреля 2011 г. (Индонезия),  
 $t_0=20:06:04$ ,  $MS=6.4$ ,  $h=33$  км, расстояние до Владивостока – 6000 км:**

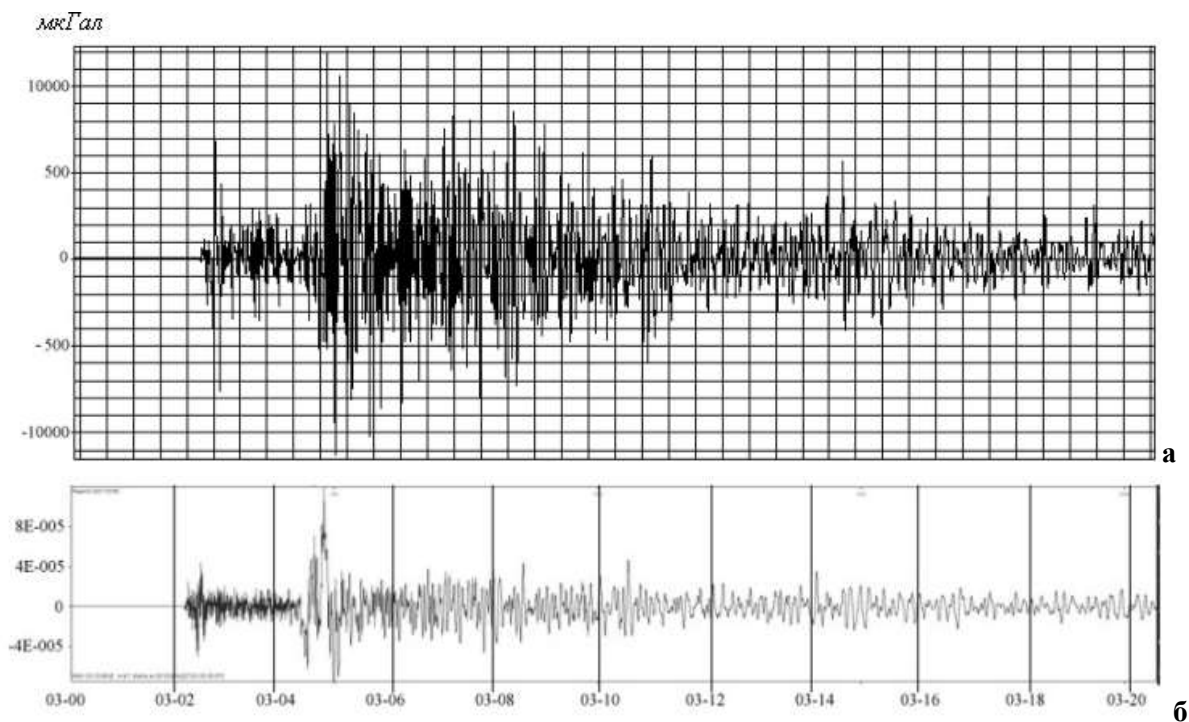
**а – трехкомпонентная запись сейсмометра СМ-30С; б – запись гравиметра CG-5 AutoGrav**

По результатам исследований установлено, что гравиметр CG-5 AutoGrav по изменению кривой силы тяжести способен регистрировать землетрясения магнитудой  $MS \geq 6.4$  на расстояниях до 6000 км и глубинах очагов порядка 30 км. Основная энергия регистрируемого гравиметром сигнала приурочена к частотному диапазону от 0.025–0.12 Гц. Кроме того, отмечен факт отсутствия четкого проявления землетрясений с  $m_b=5.5$  в кривой силы тяжести даже на расстояниях 95 км от эпицентра при нахождении очага на глубине более 500 км [6].

Более представительный материал получен гравиметром нового типа gPhone компании Micro-g LaCoste, измерения которым проводились на мысе Шульца с 22 июня по 31 декабря 2012 года. За время наблюдений было зарегистрировано 105 землетрясений, из них 15 материковых, 90 подводных. Магнитуда зарегистрированных землетрясений составляла от 4.7 до 7.9, глубина их очагов изменялась от 10 до 580 км, расстояния от места регистрации составляли от 3.56 до 139.25°. Соответственно, производилась параллельная регистрация сигналов от землетрясений вышеуказанными сейсмометрами.

Гравиметр gPhone с металлическим пружинным датчиком обладает большим динамическим диапазоном, позволяющим избежать насыщения сигналами высокой амплитуды, возникающими во время землетрясения, и при этом имеющим достаточную чувствительность для регистрации постоянного фонового сейсмического шума и приливных движений Земли. Диапазон измерения – 7000 мГал, точность измерения – 0.1 мкГал. Показания в гравиметре gPhone получают путем постоянного усреднения замеров, снимаемых с периодичностью 1 Гц, результаты измерений представляются в мкГал.

На рис. 2 представлен фрагмент типичной записи сигнала от землетрясения гравиметром gPhone и для сравнения – сейсмометром. На рис. 2 а представлена запись сигнала от землетрясения гравиметром, по вертикальной шкале отложена амплитуда сигнала в мкГал, по горизонтальной – время регистрации. На рис. 2 б приводится запись вертикальной составляющей того же сигнала сейсмометром CMG-3ТВ.



**Рис. 2. Землетрясение 14 августа 2012 г. в Охотском море:**

**$t_0=02:59:37$ ,  $\varphi=49.82^\circ\text{N}$ ,  $\lambda=145.26^\circ\text{E}$ ,  $h=580$  км,  $M=7.4$ :**

**а – запись гравиметра gPhone; б – запись Z-канала сейсмометра CMG-3ТВ**

Выборка сигналов от землетрясений с близкими координатами, зарегистрированных гравиметром gPhone (08.07.2012 г.  $\varphi=45.48^\circ\text{N}$ ,  $\lambda=151.33^\circ\text{E}$ ; 11.07.2012 г.  $\varphi=45.36^\circ\text{N}$ ,  $\lambda=151.49^\circ\text{E}$ ; 12.07.2012 г.  $\varphi=45.40^\circ\text{N}$ ,  $\lambda=151.74^\circ\text{E}$  [7]), очаги которых находятся приблизительно на одной глубине (33–43 км),  $M_S=5.9$ , 5.7 и 5.8, показывает, что амплитуды сигналов гравиметра составляют, соответственно, 1300, 800 и 1100 мкГал. Такие амплитуды сигналов, с учетом возможности неточности определения параметров землетрясений, в этом случае можно считать практически сопоставимыми.

При анализе большинства зарегистрированных землетрясений подтверждается вывод [6] о том, что при большем расстоянии от очага землетрясения амплитуда сигнала, зарегистрированного гравиметром, меньше при практически одинаковых других параметрах землетрясений.

В то же время обращает на себя внимание тот факт, что при одинаковой глубине очага землетрясения, но при разных магнитудах и расстояниях от места регистрации, основное влияние на амплитуду регистрируемого сигнала оказывает количество выделенной энергии. Но бывают случаи, когда при больших значениях магнитуды землетрясения и расстояния меньшее расстояние все-таки имеет основное значение в величине регистрируемого сигнала. Такие случаи вполне объяснимы, т.е. существуют пороговые величины расстояний, глубин, магнитуд и определенных их комбинаций, оказывающих основное значение на величину амплитуды регистрируемого сигнала [8].

Анализ большинства спектрограмм сигналов от землетрясений, зарегистрированных гравиметром gPhone [6, 8], показывает, что основная энергия сигналов, так же как и в случае прибора CG-5 AutoGrav, относится к частотному диапазону от 0.025–0.12 Гц.

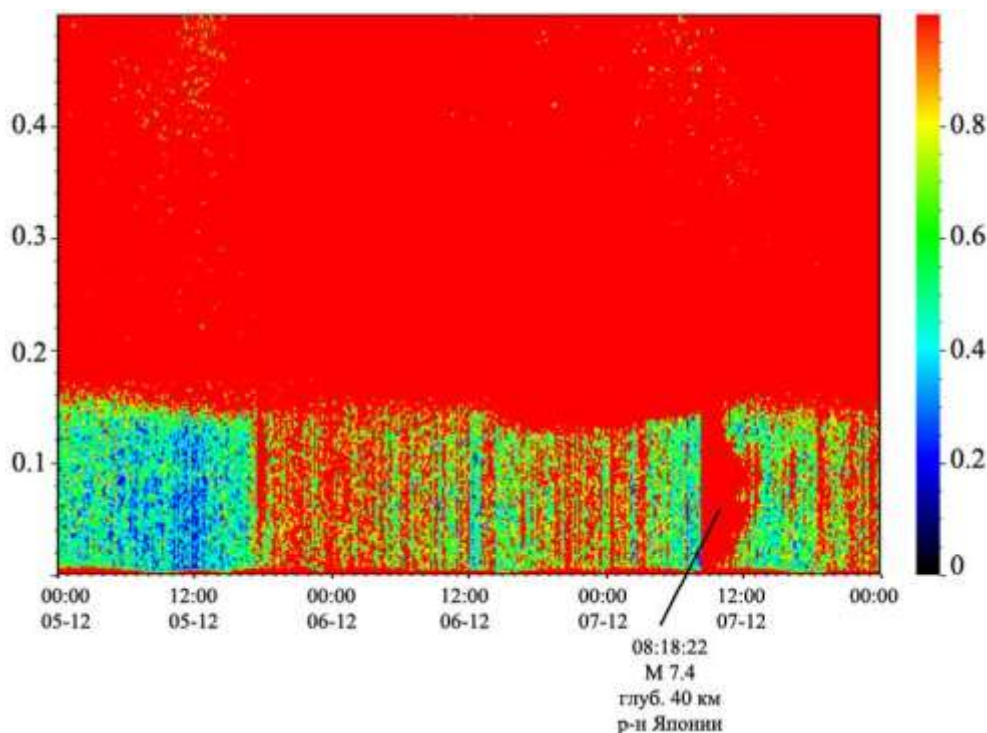
При сравнении возможностей регистрации сигналов гравиметрами CG-5 AutoGrav и gPhone от сильных землетрясений отмечается, что форма кривых практически идентична. Но не все землетрясения, которые отражаются в результатах измерений прибора gPhone, находят отражение в результатах измерений гравиметра CG-5 AutoGrav. К примеру, на более глубокие и далекие землетрясения CG-5 AutoGrav реагирует хуже. Следует также учитывать, что основное назначение гравиметров направлено на регистрацию плавного, относительно медленного изменения значений силы тяжести. Реакция гравиметров на относительно резкие толчки упругих колебаний от сильных землетрясений связана с конструкционными особенностями приборов, и свободные колебания маятника гравиметров могут не отражать истинного положения дел по амплитуде (абсолютного значения) регистрируемых сигналов – нужно вводить специальные коэффициенты, если эти записи будут использоваться при обработке для определения параметров землетрясений.

Факт хорошей сопоставимости по времени и форме сигналов, регистрируемых гравиметром и сейсмометром, свидетельствует о том, что эти сигналы вызваны одними и теми же волнами (упругими). Это вытекает из того, что конструкционно гравиметр устроен таким образом, что его чувствительный элемент при регистрации изменений силы тяжести совершает колебательные движения. К примеру, конструкция кварцевых отечественных высокоточных гравиметров ГНУ-КВК построена по принципу сейсмографа Голицына, и поэтому может быть использована как высокочувствительный сейсмограф [9]. У высокоточных пружинных гравиметров канадской фирмы «Scintrex» чувствительный элемент при воздействии на него резких толчков также подвержен колебательному процессу. Чувствительная система CG-5 AutoGrav базируется на упругой конструкции из плавленого кварца. Гравитационная сила, приложенная к пробной массе, уравнивается пружиной и относительно маленькой электростатической силой. Присущая плавленому кварцу прочность и отличная упругость вместе с ограничителями движения пробной массы позволяют работать без арретира. Защита от внешних воздействий обеспечивается надежными амортизаторами.

Согласно публикации китайских сейсмологов [5], в результате специальных преобразований при обработке гравиметрических наблюдений по Вэньчуаньскому землетрясению 2008 г. обнаружилось интересное явление, а именно – регистрируется слабый сигнал, который они назвали аномальным, длительностью около 39 часов до возникновения самого землетрясения. Следует отметить, что расстояние от места регистрации до эпицентра землетрясения составило менее 2000 км.

В пределах указанного расстояния за рассматриваемый период наблюдений гравиметром gPhone было зарегистрировано два крупных события с  $M \approx 7$ : 14.08.2012 г. в 02:59:37 ( $\varphi=49.74^\circ\text{N}$ ,  $\lambda=145.17^\circ\text{E}$ ,  $h=591$  км, Охотское море [7]) и 07.12.2012 г. в 08:18:22 ( $\varphi=37.96^\circ\text{N}$ ,  $\lambda=144.17^\circ\text{E}$ ,  $h=40$  км, у восточного побережья о. Хонсю, Япония (<http://www.ceme.gsras.ru/>)). Результаты наблюдений были обработаны с использованием программы построения спектрограмм, прилагаемой к документации прибора.

На рис. 3 приводится фрагмент спектрограммы записи сигналов гравиметром gPhone за период с 05.12.2012 по 07.12.2012 год. Как видно, в этом случае приблизительно за 39 часов до возникновения землетрясения возрастает количество выделяемой энергии, которое может быть также связано с каким-то сигналом, предшествующим землетрясению. Если в своих преобразованиях китайские сейсмологи использовали математические операции с использованием Гильберта–Хуанга преобразования и вейвлет-анализа, то в нашем случае использовалась стандартная программа, входящая в пакет документов, сопровождающих приобретение прибора. Следует отметить, что перед землетрясением 14.08.2012 г. (с 10.08.2012 по 12.08.2012 г.) произошло ряд сильных землетрясений, которые нашли отражение в гравиметрической записи и соответствующей спектрограмме, а это, в принципе, не позволило выявить возможные аномальные сигналы, аналогичные предшествующим землетрясению 07.12.2012 года.



**Рис. 3.** Спектрограмма записи сигналов гравиметром gPhone сейсмических событий за период с 05.12.2012 по 07.12.2012 г.

### Выводы

1. Гравиметры, как и сейсмометры, регистрируют колебательный процесс, возникающий в результате сильного землетрясения. Достаточно хорошая сопоставимость сигналов, регистрируемых гравиметром и сейсмометром (по времени и форме), свидетельствует о том, что эти сигналы вызваны одними и теми же волнами (упругими), распространяющимися от очага с одними и теми же скоростями по одним и тем же лучам.

2. Гравиметр gPhone показал себя более эффективным, чем гравиметр CG-5 AutoGrav при регистрации более далеких и более глубоких землетрясений. В регистрируемом гравиметром gPhone сигнале достаточно четко находят отражение как подводные, так и материковые землетрясения магнитудой 4.7 и более.



3. Подтверждается вывод [6] о том, что величина регистрируемого гравиметром сигнала, связанная с удаленностью очага и мощностью землетрясения, сохраняется, т.е. чем больше магнитуда и ближе очаг, тем больший по амплитуде сигнал регистрируется.

4. Основная энергия регистрируемого гравиметрами сигнала приурочена к частотному диапазону от 0.025–0.12 Гц.

5. Сигнал, регистрируемый гравиметром, в благоприятствующей ситуации позволил выявить аномальные сейсмические эффекты, предшествующие сильному землетрясению.

По части актуальности применения гравиметров при сейсмологических исследованиях в формате регистрации низкочастотных упругих колебаний сошлемся на статью [4]: «... Сейсмометры обычно используются для измерения сигналов высокой частоты (0.1–10 Гц) и большой амплитуды, связанных с землетрясениями, но их восприимчивость к частотам ниже 0.01 Гц быстро падает». В этой ситуации полную информацию в низком и ультранизком диапазонах частот могут дать современные цифровые гравиметры.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Антонов Ю.В., Слюсарев С.В.** Неприливные вариации вертикального градиента силы тяжести и возможная связь их с землетрясениями // Известия вузов. Геология и разведка. – 1992. – № 5. – С. 105–110.
2. **Михайлов И.Н.** Краткосрочный прогноз катастрофических землетрясений // Геофизика. – 2006. – № 5. – С. 64–69.
3. **Zhu Y., Zhan F.B., Zhou J., Liang W., Xu Y.** Gravity measurements and their variations before the 2008 Wenchuan Earthquake // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2010. – V. 100, N 5B. – P. 2815–2824.
4. **Nind C., Niebauer T., MacQueen J., Westrum D., Klopping F., Aliod D., Mann E.** New developments in gravity applications and instruments // ASEG 19th Geophysical Conference. Extended Abstracts. – 2007.
5. **Shen W., Wang D., Hwang C.** Anomalous signals prior to Wenchuan Earthquake detected by superconducting gravimeter and broadband seismometers records // Journal of Earth Science. – China, October 2011. – V. 22, N 5. – P. 640–651.
6. **Горожанцев С.В., Наумов С.Б.** Особенности высокоточных гравиметрических измерений в периоды сильных землетрясений // Вопросы обработки и интерпретации геофизических наблюдений. Материалы научно-практической конференции. – Обнинск–Пермь: ГС РАН–ПГНИУ, 2012. – С. 111–115.
7. **Сейсмологический каталог (ежедекадный)** / Отв. ред. О.Е. Старовойт. – Обнинск: ГС РАН, 2013. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [ftp://ftp.gsras.ru/pub/Teleseismic\\_Catalog/2012/](ftp://ftp.gsras.ru/pub/Teleseismic_Catalog/2012/).
8. **Лисунов Е.В.** О регистрации землетрясений на мысе Шульца в 2012 г. с использованием гравиметра gPhone // Четырнадцатая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник научных материалов. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2013. – С. 174–178.
9. **Маловичко А.А., Старовойт О.Е., Габсатарова И.П., Коломиец М.В., Чепкунас Л.С.** Катастрофическое землетрясение Тохоку 11 марта 2011 г. в Японии // Сейсмические приборы. – 2011. – Т. 47, № 1. – С. 5–16.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ГНСС-НАБЛЮДЕНИЙ В ВОСТОЧНО-БАЛТИЙСКОМ РЕГИОНЕ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

<sup>1</sup>В.Н. Горшков, <sup>1</sup>Н.В. Щербакова, <sup>2</sup>Б.А. Ассиновская  
<sup>1</sup>Главная Пулковская астрономическая  
обсерватория РАН, г. Санкт-Петербург,  
<sup>2</sup>ГС РАН, г. Санкт-Петербург

**Аннотация.** Описаны новейшие результаты по изучению ГНСС-перемещений земной коры в Балтийско-Ладожском регионе. Результаты получены с учетом разного рода погрешностей вычислений, зависящих от длительности наблюдений и различных внешних нагрузок. Построена карта горизонтальных деформаций, выделены активные разломы. Полученные данные сопоставлены с сейсмичностью.

**Abstract.** This paper describes the latest results of the study GNSS crustal movements in the Baltic-Ladoga. The results were obtained taking into an account different calculation errors depending on the duration of observation and different external loads. A map of the horizontal deformation was compiled, the active faults were revealed. The data obtained are compared with seismic activity.

### Введение

В последние годы нами развивается новый метод сеймотектонического районирования с использованием мониторинга ГНСС (Глобальные навигационные спутниковые системы) и сейсмологических наблюдений. Ранее нами уже были опубликованы результаты оценки современных горизонтальных деформаций земной коры Ладожского региона, а также района возникновения Осмуссаарского землетрясения 1976 г. с  $M=4.7$  [1, 2]. В данном исследовании приводятся результаты совместного рассмотрения данных на новом качественном уровне. Цель работы – построить карту современных деформаций земной коры Балтийско-Ладожского региона, выделить активные разломы и сравнить результаты с сейсмичностью.

### Данные, обработка и результаты наблюдений

Для изучения кинематики земной коры Балтийско-Ладожского региона в работе использованы ГНСС-наблюдения на постоянных станциях России, Финляндии, Эстонии и Швеции, окружающих Финский залив и центральную часть Балтийского моря. Привлечены также эпизодические полевые наблюдения в российской части этого региона, произведенные с 1994 г. в рамках различных научных программ. Данные перманентных станций, не входящих в международные ГНСС-сети (IGS и EPN), были любезно предоставлены нам коллегами из соответствующих национальных институтов и организаций. Использованные полевые наблюдения выполнены в основном силами сотрудников ИФЗ РАН.

В отличие от наших предыдущих исследований этого региона [1, 2], использовано большее количество, в том числе вновь организованных за последний год, станций (всего 31), увеличилась продолжительность наблюдений, обработка произведена в новой версии программного продукта GIPSY, а также учтены методические наработки, приведенные в нашей работе [3].

При использовании ГНСС-наблюдений для изучения кинематики региона в условиях ограниченного количества станций учет поведения систематических ошибок и определение закона распределения случайных ошибок наблюдений являются необходимым элементом исследования ввиду их значимого влияния на геодинамические результаты. Систематические изменения в положениях станций обусловлены главным

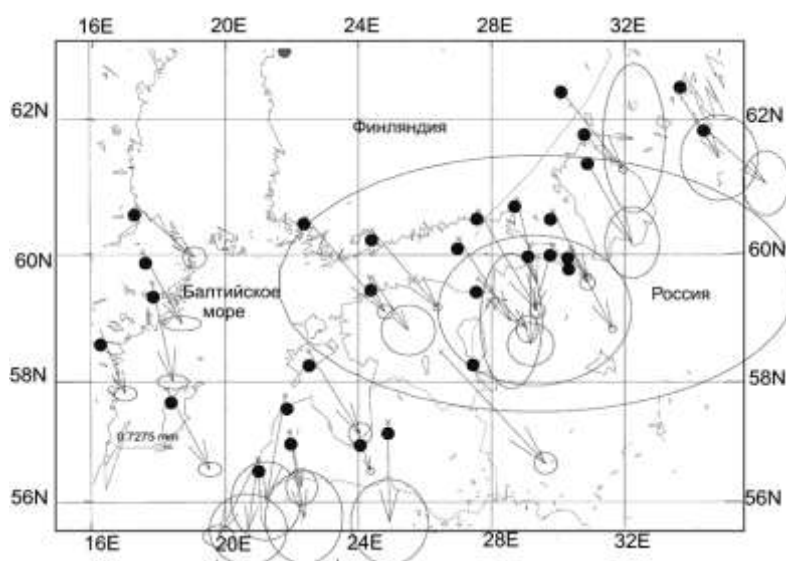
образом сезонными вариациями атмосферных и гидрологических нагрузок [4]. При этом в спектре вариаций гидрологических нагрузок присутствуют исключительно сезонные вариации, в то время как атмосферные нагрузки имеют еще и нерегулярные вариации синоптического характера. В вертикальных компонентах суммарное их влияние иногда превышало 2 см, в горизонтальных – доходило до 1 см. В этой связи учет систематических ошибок существенен для точной оценки величин скоростей станций, а исследование случайных (шумовых) составляющих – для правильной оценки их ошибок.

Как показали наши исследования спектра стохастической составляющей координат исследуемых станций, тип распределения случайных ошибок наблюдений для большинства станций близок к фликер-шумам. В этой связи ошибки скоростей станций были пересчитаны и увеличены, по сравнению с нормальным распределением ошибок, в 4–8 раз, в зависимости от продолжительности наблюдений и меры шумов на данной станции.

Для полевых наблюдений учет систематических ошибок сезонного характера возможен исключительно по модельным данным о гидрологических нагрузках, которые зачастую сильно расходятся с локальными сезонными вариациями, которые можно оценить по данным базовых станций. Поэтому сезонные вариации для базовых станций оценивались и исключались по собственным наблюдениям, а для полевых данных использовалась модель. Для полевых станций в районе Ладожского и Онежского озер учитывались также нагрузочные эффекты от вариаций уровня воды в этих озерах.

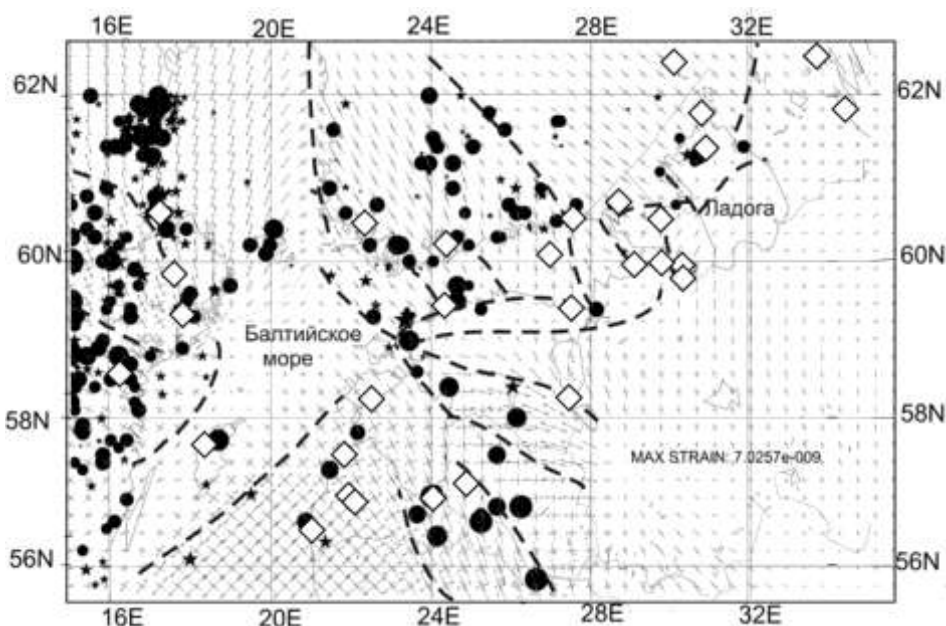
Данные были обработаны с помощью пакета GYPSI v.6.1.2 (JPL) с применением стратегии PPP и с учетом абсолютной калибровки антенн, точных орбит ИСЗ в системе IGS08, поправок часов и параметров вращения Земли (*eop IERS*), модели тропосферы GMF, океанической приливной модели FES-2004 и твердотельных приливов. Данные были исправлены за присущие им скачки при смене антенн и приемников, а также отфильтрованы от некачественных наблюдений по элементарным статистическим критериям. Такие наблюдения составляли от 0.2 до 2% данных для разных станций и состояли в основном из дат продолжительностью менее суток. Для полевых наблюдений использованы все данные с весами  $P_i = \text{const}/\sigma_i$ , где  $\sigma_i$  – дисперсия соответствующей координаты в  $i$ -ю дату.

В результате вышеизложенной обработки данных получены величины скоростей станций и их ошибки, приведенные на рис. 1.



**Рис. 1.** Горизонтальные скорости станций относительно Евразийской плиты в системе ITRF05 [5]) и эллипсы их ошибок.  
Кружки – базовые и полевые станции

Полученные скорости станций являются исходной информацией для оценки поля деформаций региона, для чего использовался программный продукт GRID\_STRAIN [6]. К сожалению, станции распределены неравномерно, кластерами, и общее их количество недостаточно для детального картирования поля деформаций, но общие его особенности для региона могут быть оценены и представлены на рис. 2. Из приведенных деформаций значимыми являются только те, которые располагаются в центрах сгущений станций. Для полевых станций и базовых станций с непродолжительной историей наблюдений (один-два года) варьирование скоростей в пределах их ошибок приводит к значимым изменениям в характере поля деформаций в их окрестностях. В этой связи только увеличение продолжительности наблюдений и увеличение плотности ГНСС-сетей является гарантией увеличения достоверности получаемых региональных геодинамических оценок.



**Рис. 2.** Поле горизонтальных деформаций региона в узлах сетки 75×75 км.

Стрелками показаны деформации сжатия и растяжения. Черные звездочки – эпицентры землетрясений, зарегистрированных инструментально (URL: <http://www.seismo.helsinki.fi>), черные кружки – исторические землетрясения [7] в интервале  $M=1-5$ , размер знака пропорционален  $M/10$ . Белые ромбы – станции GPS. Пунктирные линии – возможные активные разломные зоны

Поле горизонтальных деформаций можно считать наиболее представительным в центральной части карты (рис. 2). Здесь выделяется достаточно большое число блоков, характеризующихся разным типом напряженно-деформированного состояния. Наиболее детально можно характеризовать регион Ладога – восточная часть Финского залива. Так, Северное Приладожье характеризуется одноосным сжатием, при этом картируется известный из геологических данных Центрально-Ладожский разлом, который протягивается в устье Выборгского залива. Южный склон Балтийского щита в районе Карельского перешейка разбивается на две зоны – двухосного сжатия–растяжения и чистого растяжения. Граница между ними, вероятно, тектоническая, подтверждается сейсмическими работами. Можно указать на слабую интенсивность современных деформаций в этом районе.

Субмеридиональное направление имеет Нарвская зона деформаций, в южной части которой располагается эпицентр исторического землетрясения 1881 года. Далее на запад сейсмически активный тектонический узел располагается в районе Таллина. В этом районе поле горизонтального сжатия довольно резко меняет свою ориентацию

с субмеридиональной на северо-западную. Указанная зона достаточно обширна и протягивается далеко на север. Вдоль южного берега Финского грабена уверенно выделяется субширотная разломная зона, также установленная геологически. У западного Эстонского берега она пересекается с Северо-Латвийской и Южно-Эстонской зонами тектонических нарушений. При этом резко меняется напряженное состояние – оно становится одноосным и растягивающим. Интересно, что именно эта область признана нами наиболее сейсмически опасной. В латвийской части (юг карты) область распространения Рижской интрузии гранитов рапакиви характеризуется интенсивным полем деформаций, отличающимся резко от окружающей территории двuosным типом деформаций. Интересно, что Инчукалнский тектонический блок характеризуется специфическим полем напряжений (рис. 2), а известный Лиепайско-Рижско-Псковский разлом не выделяется совсем, несмотря на достаточную обеспеченность данного района станциями. К сожалению, результаты построений по центральной части Балтийского моря мало представительны в связи с отсутствием наблюдений.

### **Выводы**

В результате исследований построена карта современных деформаций территории Ладожско-Балтийского региона. Ее можно считать представительной в центральной части. Нельзя исключить того, что границы блоков представляют собой активные разломы. К некоторым из них приурочены эпицентры землетрясений. Результаты построений могут быть использованы при оценке сейсмической опасности закрытых и слабосейсмичных территорий, каковой является Восточная Балтика. Методические подходы, изложенные в статье, могут быть применены и в других регионах.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. *Assinovskaya B., Shchukin J., Gorshkov V., Shcherbakova N.* On recent geodynamics of the Eastern Baltic Sea region // *Baltica*. – 2011. – V. 24, N 2. – P. 61–70.
2. *Ассиновская Б.А., Горшков В.Л., Щербакова Н.В., Панас Н.М.* Активные разломы, установленные по данным геодинамических наблюдений в Балтийском море // *Инженерные изыскания*. – 2013. – № 2. – С. 50–55.
3. *Горшков В.Л., Щербакова Н.В.* Исследование случайных и систематических ошибок GPS-наблюдений на территории Пулковской обсерватории // *Науки о Земле*. – 2012. – № 4. – С. 12–22.
4. *Petrov L., Boy J.-P.* Study of the atmospheric pressure loading signal in VLBI observations // *J. Geophys. Res.* – 2004. – V. 109.
5. *Altamimi Z., Collilieux X., Legrand J., Garayt B., Boucher C.* ITRF2005: A new release of the international terrestrial reference frame based on time series of station positions and Earth orientation parameters // *J. Geophys. Res.* – 2007. – V. 112.
6. *Teza G., Pesci A., Galgaro A.* Grid strain and grid strain3: Software packages for strain field computation in 2D and 3D environments // *Computers & Geosciences*. – 2008. – V. 34, N 9. – P. 1142–1153.
7. *Аронов А.Г., Аронова Т.И.* Сейсмотектонические критерии долгосрочного прогноза Калининградских землетрясений // *Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 года*. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – С. 136–151.

## СЕЙСМИЧЕСКОЕ МИКРОРАЙОНИРОВАНИЕ В УСЛОВИЯХ АНТРОПОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ГЕОЛОГИЧЕСКУЮ СРЕДУ

Н.Н. Гриб, А.А. Сясько, Г.В. Гриб, А.В. Качаев  
Технический институт (филиал) Северо-Восточного  
федерального университета, г. Нерюнгри

**Аннотация.** Приведены результаты СМР на площадках размещения домов, подлежащих сейсмоусилению. По результатам прямых инструментальных наблюдений и расчетов выполнено прогнозирование приращения сейсмических воздействий в пределах участков расположения зданий в зависимости от местных грунтовых условий.

**Abstract.** The results of the seismic zoning are given for areas subject to seismic reinforcement placement homes. According to the results of direct instrumental observations and calculations, forecasting increment of seismic effects was performed within the areas the location of buildings, depending on local soil conditions.

Данные исследования выполнялись в рамках реализации целевой программы Республики Саха (Якутия) «Повышение устойчивости жилых домов, основных объектов и систем жизнеобеспечения в сейсмических районах Республики Саха (Якутия) на 2012–2016 гг.».

Основной задачей проводимых исследований является уточнение параметров сейсмического воздействия в пределах участков расположения зданий, в зависимости от местных условий. По величине они могут отличаться от исходной сейсмичности за счет грунтовых, гидрогеологических и мерзлотных условий на один и более баллов.

При выполнении сейсмического микрорайонирования на площадках размещения домов, подлежащих сейсмоусилению, были применены методы сейсмической жесткости и регистрации колебаний от микросейсм.

Оценка приращений сейсмической интенсивности по методу сейсмической жесткости проводилась путем сравнения значений сейсмических жесткостей изучаемых и эталонных грунтов с учетом влияния обводненности разреза и возможных резонансных явлений по формуле [1]:

$$\Delta J = \Delta J_C + \Delta J_B + \Delta J_{PE3},$$

где  $\Delta J$  – суммарное приращение сейсмической интенсивности (в баллах) относительно исходной (фоновой) балльности, принимаемой для района исследований;  $\Delta J_C$  – приращение сейсмической интенсивности за счет различия сейсмической жесткости грунтов на изучаемом и эталонном участках;  $\Delta J_B$  – приращение сейсмической интенсивности за счет ухудшения сейсмических свойств грунтов на изучаемом участке при обводнении (водонасыщении);  $\Delta J_{PE3}$  – приращение сейсмической интенсивности за счет возможного возникновения резонансных явлений при резком различии сейсмических жесткостей в покрывающей и подстилающей толще пород изучаемого разреза.

Приращение сейсмической интенсивности за счет различия грунтовых условий  $\Delta J_C$  определялось по формуле [1]:

$$\Delta J_C = 1.671g \frac{\bar{V}(p, s)_3 \cdot \bar{\rho}_3}{\bar{V}(p, s)_i \cdot \bar{\rho}_i},$$

где  $\bar{V}(p, s)_3$  и  $\bar{V}(p, s)_i$  – средневзвешенные значения скоростей распространения продольных и поперечных волн для расчетной толщи грунтов на эталонном и исследуемом участках;  $\bar{\rho}_3$  и  $\bar{\rho}_i$  – средневзвешенные значения плотностей грунтов для расчетной толщи на эталонном и исследуемом участках.

Мощность расчетной толщи принималась 30 м в соответствии с требованиями [2]. Значения скоростей распространения продольных и поперечных волн в грунтах определены при интерпретации данных сейсморазведки, выполненной корреляционным методом преломленных волн (КМПВ). Значения плотности, входящие в расчет сейсмической жесткости, получены по лабораторным данным изучения физико-механических свойств грунтов на керновом материале при инженерно-геологических исследованиях.

Приращение сейсмической интенсивности за счет ухудшения сейсмических свойств грунтов при водонасыщении  $\Delta J_B$  определялось по формуле:

$$\Delta J_B = Ke^{-0.04h^2},$$

где  $K$  – коэффициент, зависящий от литологического состава грунтов;  $h$  – расчетное положение уровня грунтовых вод.

При этом коэффициент  $K$  был принят равным 1 для песчаных грунтов, пластичных и текучих супесей, мягкопластичных, текучепластичных и текучих суглинков и глин [3].

Приращение сейсмической интенсивности за счет резонансных явлений  $\Delta J_{PEZ}$  рассчитывается при наличии в разрезе однородного слоя песчаных, глинистых или крупнообломочных грунтов с содержанием песчано-глинистого заполнителя более 30%, подстилаемых скальными породами, характеризующимися значительно большими, по сравнению с покрывающими отложениями, значениями сейсмических жесткостей.

Значения  $\Delta J_{PEZ}$  следует учитывать в суммарном приращении в тех случаях, когда период, на котором проявляется резонанс  $T_{PEZ}$ , соответствует периодам интенсивных колебаний сильных землетрясений, ожидаемых в исследуемом районе, в особенности при совпадении периодов собственных колебаний зданий и сооружений с резонансными периодами грунтов. При наличии в массиве рыхлых грунтов, залегающих на скальных породах, двух и более слоев с различной сейсмической жесткостью расчет частотных характеристик грунтов и оценка  $\Delta J_{PEZ}$  производятся аналитическими методами в соответствии с [3].

В качестве эталонных грунтов рекомендовано выбирать средние грунты, к которым условно относится величина исходного балла, определенная по карте сейсмического районирования территории (ОСР-97). Такими грунтами чаще всего являются наиболее характерные 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-й категории по сейсмическим свойствам, в соответствии с [4], и имеющие следующие параметры:

$$V_P = 500 - 700 \text{ м/с},$$

$$V_S = 250 - 350 \text{ м/с},$$

$$\rho = 1.7 - 1.8 \text{ г/см}^3.$$

Данные грунты были приняты и при расчетах приращения сейсмических воздействий по методу регистрации колебаний от микросейсм.

При инструментальных наблюдениях применялась система регистрации сейсмических данных с высоким динамическим диапазоном и разрешающей способностью 24 разряда – регистратор GSR-24 в комплекте с трехкомпонентным акселерометром CMG-5T Comras.

По результатам обработки записей микросейсм определялись необходимые для оценки резонансных свойств грунтов преобладающие периоды и амплитудный уровень микроколебаний. По отношению амплитуд колебаний оценена реакция грунтов при расчетах приращения балльности.

Для оценки изменения интенсивности сильного землетрясения по максимальной амплитуде микроколебаний на том или ином преобладающем периоде используется формула [1]:

$$\Delta J = 2 \lg \frac{A \max_i}{A \max_3},$$

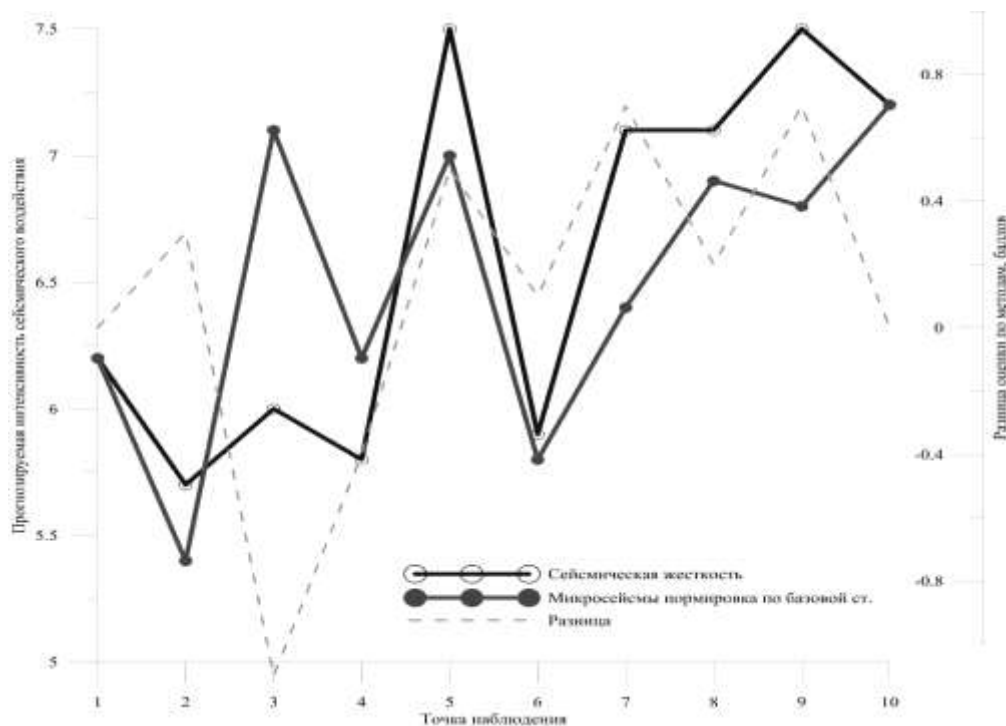
где  $A \max_i$  и  $A \max_3$  – максимальные амплитуды микроколебаний, соответственно, на исследуемом и эталонном грунте.

Тем не менее при проведении исследований в условиях антропогенного воздействия на геологическую среду при использовании метода регистрации колебаний от микросейсм возникают серьезные проблемы при оценке приращения балльности.

В формировании микросейсм, как правило, в городских условиях, участвуют многочисленные искусственные источники и случайные местные процессы, вклад которых плохо поддается учету. При этом иногда источники располагаются от пунктов регистрации на достаточном удалении, что не позволяет, с одной стороны, пренебречь очаговыми особенностями источника, а, с другой стороны, эпицентральных расстояния до пунктов регистрации существенно варьируют.

Поэтому максимальные амплитуды колебаний на эталонных грунтах и в наблюдаемой точке в пределах регистрируемого интервала времени, в зависимости от расположения источника микросейсм, в качественном плане не повторяют друг друга.

В результате расчета приращения балльности разница между методом регистрации колебаний от микросейсм и методом сейсмической жесткости в некоторых точках превышала 1.5 балла (рис. 1) при допустимом расхождении 0.5 балла [2].



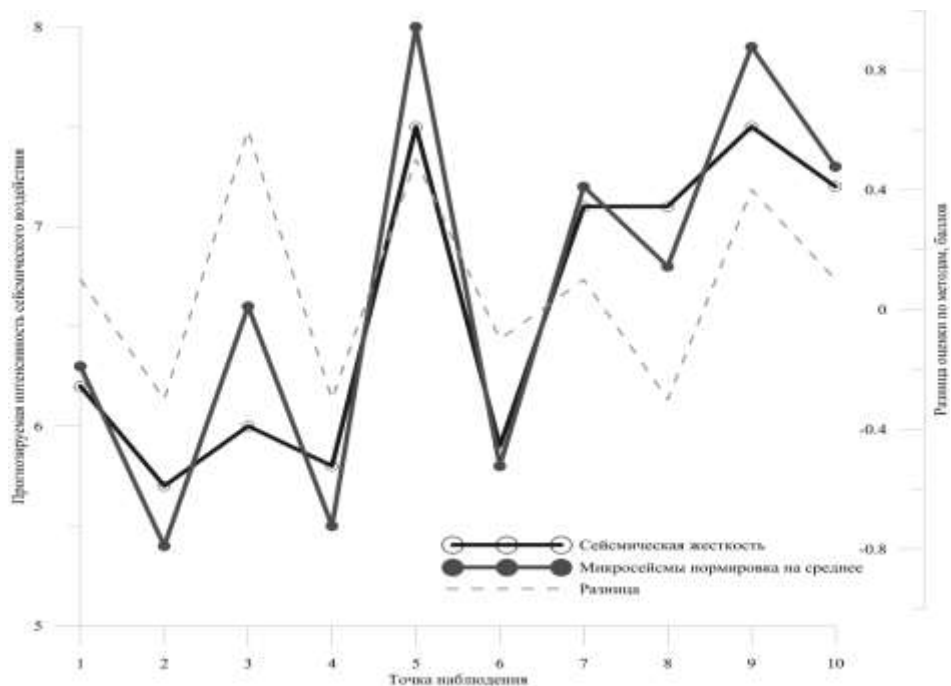
**Рис. 1. Расхождение оценок приращения интенсивности сейсмического воздействия методами сейсмической жесткости и регистрации микросейсм, нормированных на максимальные амплитуды микроколебаний на эталонном грунте**

Поэтому было предложено вместо  $A \max_3$  в расчетах приращения балльности использовать среднее значение максимальных амплитуд микроколебаний на исследуемых грунтах –  $A \max_{cp} = \sum A \max_i / n$ , где  $n$  – количество точек наблюдений.

В результате была получена хорошая сходимость между результатами расчета приращения балльности различными методами (рис. 2).

По результатам камеральной обработки данных сейсморазведки КМПВ построены скоростные разрезы по профилям исследований.

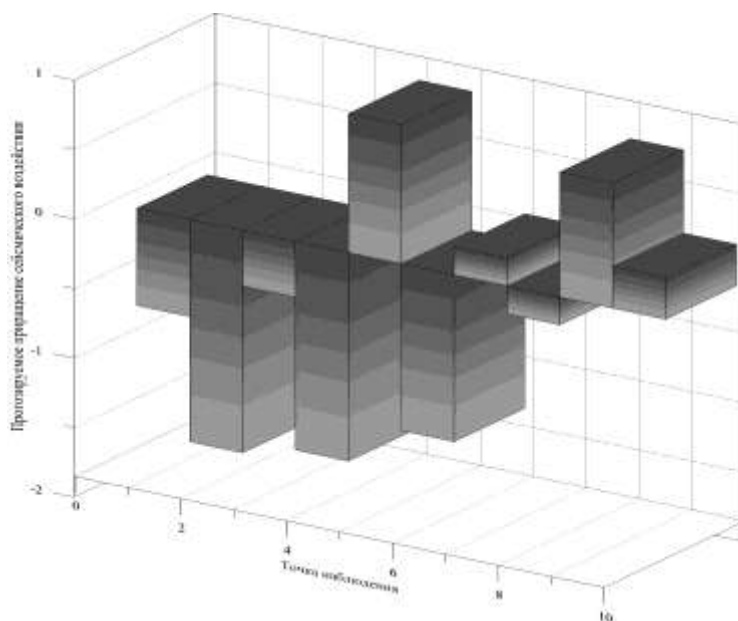




**Рис. 2. Расхождения оценок приращения интенсивности сейсмического воздействия методами сейсмической жесткости и регистрации микросейсм, нормированных на среднее значение максимальных амплитуд микроколебаний на исследуемых грунтах**

При интерпретации использовалась трехслойная модель строения массива: дисперсные породы, зона разгрузки скального массива и коренные не нарушенные или незначительно нарушенные породы.

Помимо скоростных разрезов по профилям, был сформирован массив трехмерных данных вида «скорость распространения упругих волн в точке с координатами X, Y, Z» – основной результат обработки данных сейсморазведки. Массив данных был использован для расчетов приращений интенсивности сейсмического воздействия по методу сейсмических жесткостей. Результаты расчетов приращений интенсивности сейсмического воздействия по методу сейсмических жесткостей приведены на рис. 3.



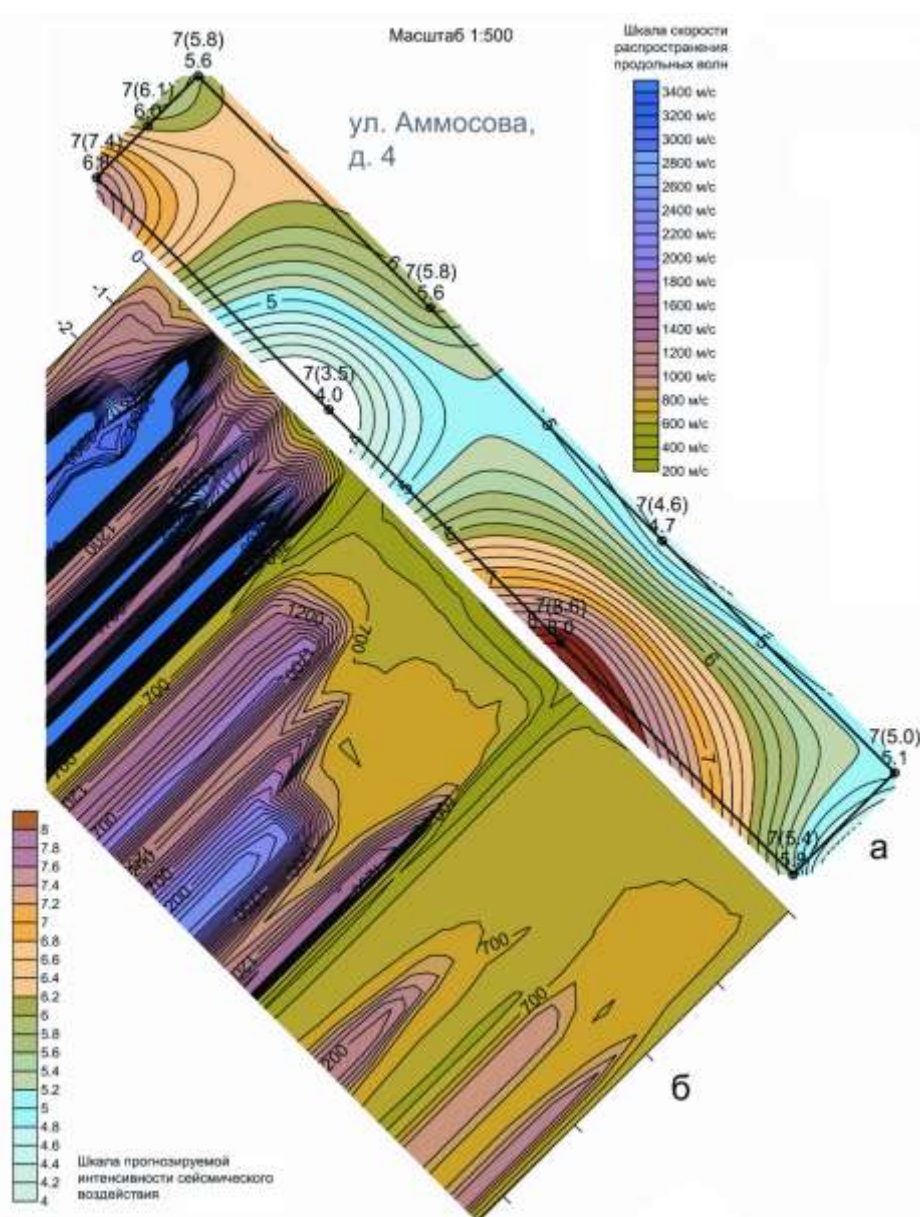
**Рис. 3. Гистограмма распределений прогнозируемых приращений сейсмического воздействия по методу сейсмической жесткости**

По результатам метода регистрации колебаний от микросейсм построены карты сейсмического микрорайонирования (рис. 4 а). На карте сейсмического микрорайонирования отображены прогнозируемые изменения интенсивности сейсмического воздействия в баллах (на дневной поверхности). В легенде карты сейсмического микрорайонирования отображены сейсмические параметры грунтов, относящиеся к моменту проведения работ, прогнозируемые для территорий активного развития естественных или техногенных процессов, а также вероятностные количественные характеристики колебаний грунтов.

Сейсмическая интенсивность в баллах указана в виде дроби:

– в числителе арабскими цифрами слева – относящаяся к моменту проведения работ; справа в скобках – прогнозируемое приращение по методу регистрации микросейсм;  
 – в знаменателе – расчетное приращение сейсмической интенсивности (по методу сейсмических жесткостей) – на дневной поверхности.

Цветовая окраска соответствует цветам карты сейсмического районирования ОСР-97.



**Рис. 4.** Разрез скоростей распространения продольных волн (б) по данным КМПВ и план сейсмического микрорайонирования (а)

Помимо предусмотренного нормативными документами формализованного комплекса исследований по сейсмическому микрорайонированию объекта, проведен анализ потенциально опасных явлений, выделенных по данным инженерно-геофизических работ.

На рис. 4 приведен план сейсмического микрорайонирования, совмещенный со скоростным разрезом по профилю сейсморазведки КМПВ, пройденному вдоль юго-западного фасада здания.

Как на плане сейсмического микрорайонирования (рис. 4 а), так и на скоростном разрезе (рис. 4 б) выделяются две контрастные по свойствам зоны: северо-западная треть здания, опирающаяся на плотные грунты, и две трети юго-восточного крыла, под которыми зафиксированы грунты с существенно менее благоприятными характеристиками, – большая (до шести метров) мощность зоны малых скоростей и, как следствие, существенное повышение прогнозируемой интенсивности сейсмического воздействия.

Повышенная плотность грунтов основания северо-западной части здания объясняется, скорее всего, наличием мерзлых пород в непосредственной близости от дневной поверхности, в то время как мощность оттайки верхней части разреза в юго-восточной части здания существенно выше.

Если предположение о неоднородности грунтов основания верно, то неизбежно возникновение напряжений, ведущее к появлению трещин, дефектов и т.п. Результаты обследования здания анализировались совместно с данными инженерно-геофизических работ. Показательно, что лед, отмеченный при обследовании здания, совпадает по положению в плане с интервалами минимального приращения балльности, которые, как правило, сопряжены с повышенной плотностью верхней части разреза. Этот факт подтверждает предположение о наличии мерзлых грунтов у дневной поверхности в этой части здания. Представленный на рис. 4 б скоростной разрез иллюстрирует возможные причины деформации здания – мощность неплотных грунтов при продвижении от северо-западной части здания к юго-восточной постоянно возрастает, причем после первой трети – скачкообразно. Состояние фасада здания позволяет предположить, что деформациям подвержены все части сооружения, как покоящиеся на плотных мерзлых породах, так и находящиеся над менее плотными участками.

Очевидно, что основная проблема, которую необходимо решить для защиты здания от последующих повреждений, – выяснить причину неоднородного температурного режима грунтов основания (причину неоднородной оттайки верхней части разреза). При изменении температурного режима грунтов основания неизбежно изменится и сейсмический режим – прогнозируемый балл или равномерно понизится – при равномерной проморозке, или равномерно повысится – при равномерной оттайке грунтов основания. Так или иначе ликвидация причин неоднородности температурного режима грунтов основания позволит минимизировать возможные последствия сейсмического воздействия на обследуемые здания.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алёшин А.С.* Сейсмическое микрорайонирование особо ответственных объектов. – М.: Светоч Плюс, 2010. – 303 с.
2. *РСН 60-86. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Нормы производства работ.* – М.: Стройиздат, 1986. – 17 с.
3. *РСН 65-87. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Технические требования к производству работ.* – М.: Стройиздат, 1987. – 16 с.
4. *СНиП II-7-81. Строительные нормы и правила. Строительство в сейсмических районах.* – М.: Стройиздат, 1981. – 53 с.

## ИССЛЕДОВАНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В РАЙОНЕ ШТОЛЬНИ БАКСАНСКОЙ НЕЙТРИННОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

<sup>1,2</sup>З.И. Дударов, <sup>2</sup>М.С. Пятунин, <sup>1,2</sup>С.М. Долов,  
<sup>2</sup>Г.В. Субботин, <sup>1</sup>З.М. Кандохов  
<sup>1</sup>Кабардино-Балкарский государственный  
университет им. Х.М. Бербекова, г. Нальчик,  
<sup>2</sup>ГС РАН, г. Обнинск

**Аннотация.** Представлены результаты профильных микросейсмических исследований в штольне главной Баксанской нейтринной обсерватории ИЯИ РАН с целью получения данных о глубинном строении. Получен вертикальный разрез геологической структуры до глубины 4.5 км. Выявлены геологические блоки с различными скоростными характеристиками.

**Abstract.** The results of profile microseismic researches in an adit of the main Baksan neutrino observatory of Institute of nuclear researches of the Russian Academy of Sciences for the purpose of data acquisition about a deep structure are presented. The vertical section of geological structure up to the depth of 4.5 km is received. Geological blocks with various high-speed characteristics are revealed.

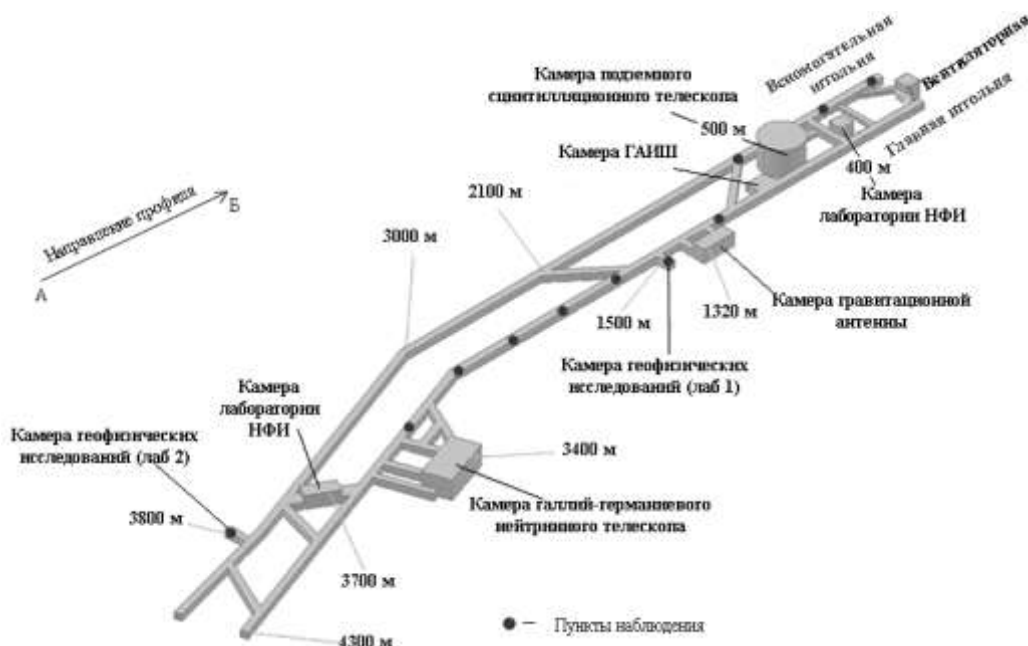
Метод низкочастотного микросейсмического зондирования (ММЗ) разработанный в Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН основан на том, что спектральные амплитуды волн Релея на определенных частотах увеличиваются при прохождении низкоскоростных неоднородностей и уменьшаются при прохождении высокоскоростных [1–3]. Важным предположением для реализации метода является то, что вертикальная компонента смещений в микросейсмическом шуме представлена, в основном, вертикальной компонентой смещения фундаментальной моды волны Релея, и то, что источники микросейсм распределены в пространстве достаточно равномерно. При этом сама неоднородность может находиться на определенной глубине, а соответствующие изменения интенсивности ощущаться на поверхности. О глубине залегания неоднородности можно судить по тому, что волна наиболее ярко «реагирует» на неоднородность при ее залегании на глубине, близкой к половине длины волны [1]. Выполнение работ по данному методу заключается в анализе вариации амплитуд микросейсм в частотном диапазоне от сотых долей до нескольких единиц герц в каждой точке профиля, зарегистрированные при помощи сейсмометрической аппаратуры.

Основные затруднения, которые встают перед данным методом, являются неопределенный состав микросейсмического поля и его временные вариации. Исходя из того, что микросейсм в основном состоят из поверхностных волн, можно ожидать, что запись на вертикальном канале в основном будет состоять из волн Релея.

Источниками поверхностных волн в низкочастотном диапазоне являются естественные волнения морей, океанов и береговые прибои, влияние которых ощущается на больших удалениях. Данный факт делает предлагаемый метод весьма привлекательным в связи с постоянным практически повсеместным присутствием необходимого зондирующего сигнала.

Многочисленные эксперименты показали [1], что микросейсмические спектры в частотном диапазоне от 0.12 до 1.1 Гц начинают стабилизироваться после накопления данных в интервале более одного часа. После накопления необходимой длительности записей микросейсмических колебаний в каждой точке, производится расчет относительной интенсивности микросейсм.

С целью изучения глубинного строения под штольной Баксанской нейтринной обсерватории (БНО) Института ядерных исследований (ИЯИ) РАН по методу ММЗ были проведены работы по регистрации микросейсмических сигналов в 11 пунктах профиля (рис. 1). Расстояние между пунктами профиля составляло порядка 400 м. Длительность записи сигналов в каждом пункте составляла 1.5 часа.



**Рис. 1. Схема размещения пунктов регистрации микросейсмических сигналов в штольне главной БНО ИЯИ РАН**

Ранее в БНО ИЯИ РАН были проведены аналогичные работы по исследованию уровня микросейсмических шумов [4]. Полученные результаты позволили выбрать оптимальное место для установки новой стационарной сейсмической станции «Нейтрино», которая является одной из наиболее «тихих» станций на территории Северного Кавказа [5].

Все измерения выполнялись с использованием трех широкополосных сейсмических станций Guralp CMG-3ESPCDE (рис. 2). Эти станции обеспечили получение представительных сейсмических данных в частотном диапазоне от 0.008 до 50 Гц. Один комплект выполнял функции базовой станции, а два других использовались для измерений на профиле.



**Рис. 2. Широкополосная трехкомпонентная сейсмическая станция Guralp CMG-3ESPCDE, установленная на одном из пунктов профиля**

Обработка и построение изображений сводились к тому, что для каждой частоты спектра строилась пространственная кривая распределения вариаций интенсивности микросейсмического сигнала. Эта кривая привязывалась к глубине. На основании совокупности профильных кривых построено двумерное распределение вариаций интенсивности, где по горизонтальной оси откладывалось расстояние вдоль профиля, а по вертикальной оси – глубина. Распределение вариаций интенсивности определялось по отношению к базовой станции, расположенной в камере геофизических исследований (отметка 3800 м от входа в штольню), которая непрерывно работала в течение всего цикла измерений. Базовая станция использовалась для корректировки результатов измерений на профильных пунктах, а также для отбраковки зашумленных интервалов микросейсмических данных.

Для корректного сопоставления данных, зарегистрированных различными сейсмическими станциями, первоначально были определены относительные частотные характеристики станций, учитывающие различие их индивидуальных АЧХ по отношению к базовой станции:

$$K(f) = \frac{A_{so}(f)}{A_{sp}(f)}, \quad (1)$$

где  $A_{so}$  – амплитудный спектр для базовой сейсмостанции и  $A_{sp}$  – амплитудный спектр для сейсмостанции, используемой для измерений на профиле.

С учетом функций  $K(f)$  выполнялась корректировка данных, получаемых на профильных пунктах наблюдений:

$$A_{ip}'(f) = A_{ip}(f) \cdot K(f), \quad (2)$$

где  $A_{ip}'$  и  $A_{ip}$  – соответственно амплитудные спектры для  $i$ -го пункта наблюдений с учетом и без учета корректировки.

По скорректированным значениям  $A_{ip}'$  рассчитывается относительная интенсивность микросейсм  $I_i$  для всех пунктов наблюдений на профиле:

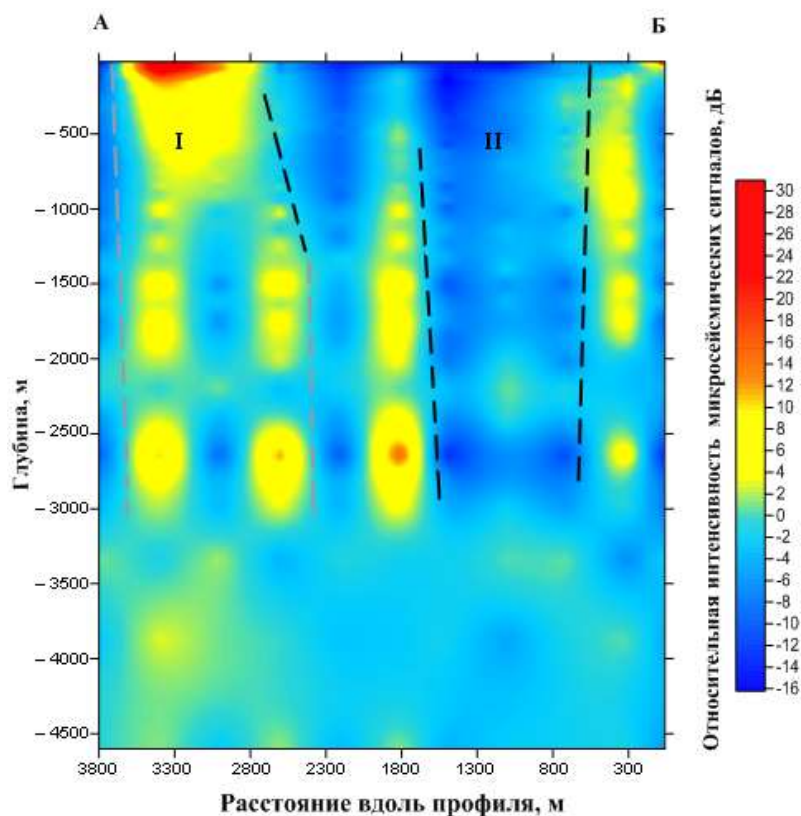
$$I_i(f) = 20 \lg \frac{A_{ip}'(f)}{A_{io}(f)}, \quad (3)$$

где  $A_{io}$  – амплитудный спектр для базовой станции в момент регистрации микросейсм на  $i$ -м пункте.

Рис. 3 иллюстрирует полученный в результате обработки по методу низкочастотного микросейсмического зондирования вертикальный разрез под штольней нейтринной обсерватории до глубины 4.5 км.

На диаграммах цветом отражается значение относительной интенсивности микросейсм. Согласно используемому методу [1], области с повышенными скоростными свойствами характеризуются пониженными значениями относительной интенсивности. Области с пониженными скоростными свойствами, наоборот, проявляются на диаграммах как области с повышенной относительной интенсивностью. Тем самым по диаграмме можно судить о расположении неоднородностей в исследованной области. Диапазон изменений относительной интенсивности микросейсмических сигналов составил 46 дБ.

Как видно из рис. 3, под штольней можно выделить два блока: I – низкоскоростной, расположенный в наиболее удаленной части штольни (2600–3800 м от входа), и II – высокоскоростной в средней и начальной частях штольни. Наиболее контрастно блоки проявляются в интервале глубин до 1000 м.



**Рис. 3. Глубинное строение вдоль главной штольни БНО ИЯИ РАН**

Таким образом, первые результаты опробования технологии низкочастотного микросейсмического зондирования в условиях подземной штольни Баксанской нейтринной обсерватории позволили выявить основную особенность скоростного строения разреза – наличие двух крупных блоков, граница между которыми фиксируется в удаленной части штольни.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е.** Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование с помощью микросейсм // Физика Земли. – 2008. – № 7. – С. 66–84.
2. **Горбатилов А. В., Степанова М.Ю., Камшилин А.А.** Специфика применения метода микросейсмического зондирования в инженерных задачах // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2008. – Т. 35, № 2. – С. 25–30.
3. **Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е.** Новый подход к исследованию геологической среды на основе использования фонового микросейсмического поля в диапазоне низких частот // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Материалы Международной конференции. Т. II. – Казань: Казанский государственный университет, 2007. – С. 19–23.
4. **Маловичко Д.А., Шулаков Д.Ю., Туснин А.Н.** Результаты микросейсмических наблюдений в штольне Баксанской нейтринной обсерватории // Проблемы мониторинга природных процессов на территории Северного Кавказа. – М.: Региональная общественная организация ученых по проблемам прикладной геофизики (РООУ ППГ), 2007. – С. 55–66.
5. **Маловичко А.А., Мехрюшев Д.Ю., Горожанцев С.В., Шевченко А.В.** Новая сейсмическая станция на территории Кабардино-Балкарии // Сейсмические приборы. – 2011. – Т. 47, № 1. – С. 68–74.

## МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ И ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УЧАЛИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 5 СЕНТЯБРЯ 2012 ГОДА

Р.А. Дягилев, Т.В. Верхованцева, Е.И. Чепуров  
*Горный институт УрО РАН, г. Пермь*

**Аннотация.** Представлены результаты макросейсмических и инструментальных исследований землетрясения 5 сентября 2012 г. в 20:11 в районе г. Учалы (Республика Башкортостан) с магнитудой  $ML=3.0$ . Землетрясение было зарегистрировано 11 ближайшими сейсмическими станциями.

**Abstract.** On September 5, 2012 at 20:11 GMT, an earthquake of magnitude  $ML=3.0$  near Uchaly town (Republic of Bashkortostan) happened. The earthquake was recorded by 11 nearest seismic stations. After event a macroseismic data had been held and collected. This article describes the results of macroseismic and instrumental researches of the earthquake.

Техногенная сейсмичность в последние десятилетия становится важным объектом исследования сейсмологов, строителей наземных и подземных сооружений, специалистов в области горного дела и специалистов по охране и защите окружающей среды. Техногенная сейсмичность имеет различные формы проявления – от слабых толчков до наиболее опасных и разрушительных техногенных землетрясений, которые на российских и зарубежных месторождениях уже не редкость, и их число растет с увеличением глубины ведения горных работ и масштабов разработок. Такие события имели место на месторождениях Германии, Индии, Польши, США. В России наиболее сильные горно-тектонические удары происходили на Северо- и Южно-Уральских бокситовых месторождениях, на Кольском полуострове, руднике «Таштагол», а также на угольных шахтах Кузбасса [1].

Урал является крупнейшей горнорудной и металлургической базой страны, он богат различными полезными ископаемыми. Здесь при разработке некоторых месторождений открытым или закрытым способом также происходят динамические, внезапные разрушения участков массива пород, находящихся в определенных условиях напряженного состояния при больших действующих напряжениях. При ведении горных работ возникает шелушение горных пород, стреляние, динамическое заколообразование, толчки, горные удары, горно-тектонические удары, техногенные землетрясения. С физической точки зрения все динамические проявления представляют собой лавинообразные процессы хрупкого разрушения (трещинообразования) пород в том или ином объеме массива.

5 сентября 2012 г. в 20:11 по Гринвичу (6 сентября в 02:11 по местному времени) в районе города Учалы Республики Башкортостан произошло землетрясение, которое ощущалось людьми как в самом Учалы, так и в соседних населенных пунктах. Данное событие вызвало тревогу среди населения. Люди звонили в муниципальные органы власти, МЧС и спрашивали о причинах данного явления. Инструментально это землетрясение было зарегистрировано сетью сейсмических станций Урала и Казахстана. Эпицентр землетрясения хорошо согласуется с положением современных природных сейсмогенерирующих зон Урала, которые вполне могут создавать условия для возникновения таких землетрясений в данном районе. Однако здесь же ведется разработка Учалинского месторождения медно-цинковых руд. Месторождение разрабатывается ОАО «Учалинский ГОК» комбинированным способом: открытым (два карьера)



и закрытым (рудник глубиной до 400 м). В качестве основной технологии отработки запасов подземным способом принята камерная система отработки с последующим заполнением выработанного пространства твердеющей закладкой [2]. Ранее на месторождении не было крупных техногенных землетрясений и горно-тектонических ударов, ощутимых людьми. Тем не менее вполне возможно, что событие 5 сентября 2012 г. имело техногенный характер.

На территории Урала региональная сейсмическая сеть насчитывает 12 сейсмических станций и одну сейсмическую микрогруппу. Все используемые сейсмические станции оснащены современным цифровым оборудованием, позволяющим вести автоматизированную регистрацию сейсмических сигналов в широком частотном диапазоне. Наибольшее количество станций сосредоточено в Пермском крае. Здесь сеть обеспечивает регистрацию всех сейсмических событий с магнитудой более 2, при этом точность определения координат эпицентров составляет в среднем  $\pm 10$  км. В соседних регионах регистрационные возможности несколько хуже: в Свердловской области и Республике Коми регистрируются все события с  $M > 2.5$ , в Челябинской области и Республике Башкортостан – с  $M > 3$ , в Кировской области – с  $M > 3.5$ . Результаты сейсмологических наблюдений позволяют дать уточненную оценку природной и техногенной составляющих сейсмической активности, что важно в условиях развития строительства новых крупных жилых и промышленных объектов в регионе, а также для обеспечения безопасной разработки месторождений полезных ископаемых.

Данные по землетрясению 5 сентября 2012 г. были собраны в первые дни после события. Поскольку точность инструментальной привязки эпицентра на больших расстояниях оказалось невысокой (около 20 км), большое внимание было уделено сбору макросейсмических данных, что в итоге позволило существенно повысить надежность определения параметров очага.

#### **Инструментальная оценка данных**

Сейсмические записи землетрясения были получены с 11 ближайших станций (ARU, PR0R, PR3R, PR4R, SOKR, SVUR, ORR, OR2, BRVK, NKMK, ABKAR), из которых последние три входят в состав сети Казахстанского национального центра данных. Наиболее четкие сейсмические записи получены лишь на пяти станциях (рис. 1). Параметры события, рассчитанные по программе WSG (Windows Seismic Grafer) по записям региональной сейсмической сети, приведены в таблице. Глубину очага по инструментальным данным определить не удалось.

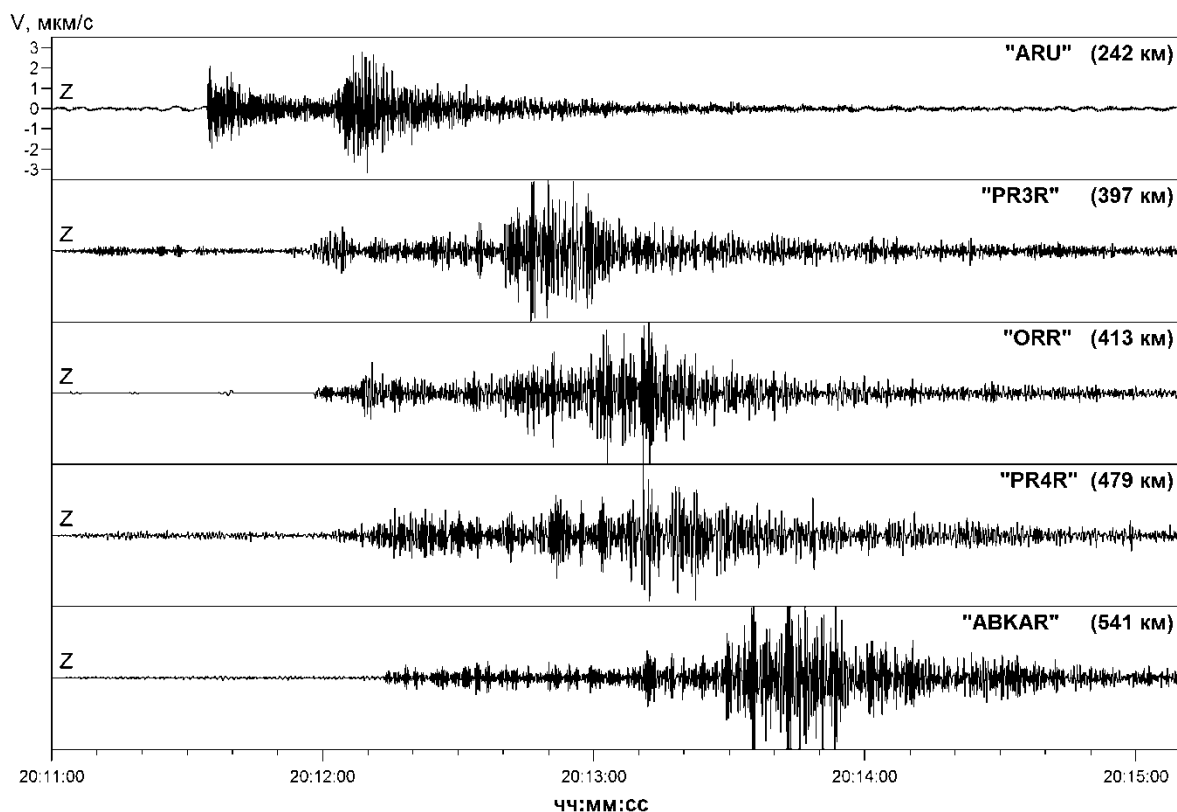
**Таблица. Параметры очага Учалинского землетрясения 5 сентября 2012 г.**

Время в очаге	$\varphi$ , °N	$\lambda$ , °E	$h$ , км	$ML$
20:11:03	$54.31 \pm 0.20$	$59.43 \pm 0.20$	$1 \pm 1$	3.0

#### **Макросейсмические исследования**

Для оценки особенностей проявления сейсмического воздействия был проведен сбор макросейсмических данных. В ходе данного обследования было задействовано более 60 опрошенных человек, проживающих не только на территории г. Учалы, но и в его окрестностях. Опрашиваемым предоставлялся специальный опросный лист с вариантами характера сейсмического воздействия. Также опрос проводился через интерактивную анкету ГС УрО РАН, опубликованную в сети Интернет [3].

Изначально опрос населения проводился в окрестностях Учалы, чтобы уточнить границы зоны ощутимых сотрясений и всей области опроса. Установлено, что событие не ощущалось в следующих населенных пунктах: Кудашево, Урал, Межозерный, Расулево, Базаргулово, Истамгулово, Ахуново, Сайтаково, Ильтебаново.



**Рис. 1. Сейсмограмма Учалинского землетрясения**

3-балльные колебания (по шкале MSK-64) ощущались в д. Танычау, д. Имангулово и д. Кунакбаева, с. Буйда и в старой части г. Учалы. Люди спали, некоторые проснулись, ощущали легкую вибрацию с грохотом, как от столкновения машин.

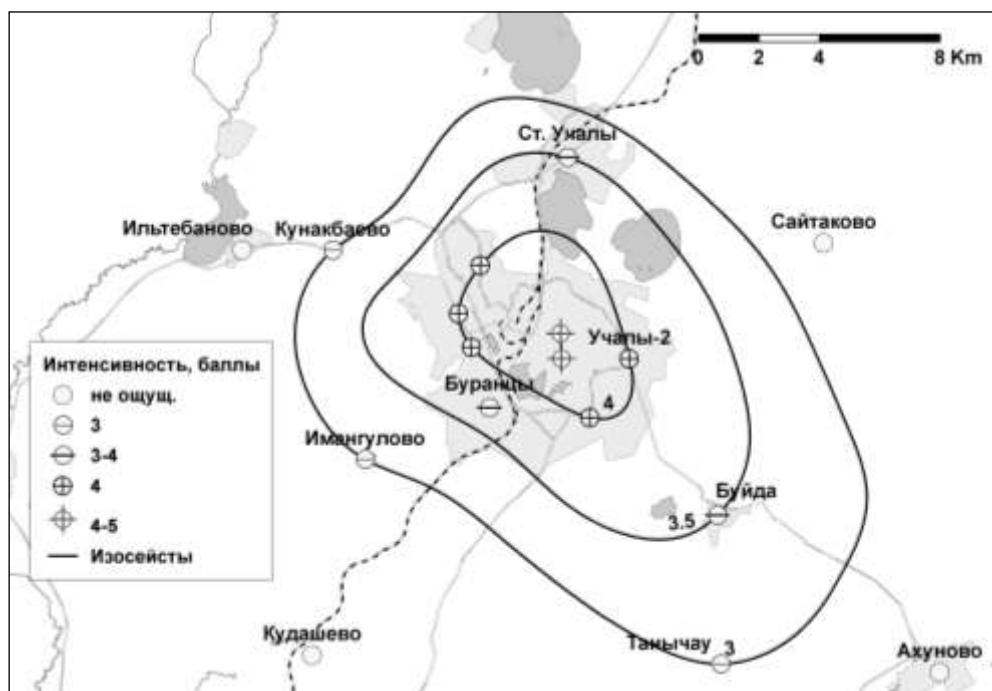
4-балльные колебания отмечены на большей части г. Учалы. Наибольшее количество свидетельств получено из района современной застройки города. Здесь люди ощущали сильную вибрацию, тряску, от которой все спящие просыпались, испытывали испуг, но оставались на месте. Многие отмечали дребезжание посуды, перемещение легких предметов (вазы, книги, стулья), дрожание тяжелых предметов быта, мебели, раскачивание люстр.

Самые сильные колебания (до 5 баллов) ощущали шахтеры в руднике в его центральной и южной частях. Работавшие в ночную смену чувствовали удар из-под ног, слышали сильный звуковой эффект, похожий на взрыв, звонкий хлопок, «стеклянный хруст». В горных выработках на горизонтах с 300 по 580 м осыпалась порода. Имели место вывалы, одним из которых засыпало технику.

Все макросейсмические сведения легли в основу карты изосейст (рис. 2). Согласно собранным данным, эпицентр располагался вблизи горных выработок ОАО «Учалинский ГОК», интенсивность в эпицентре составила 4–5 баллов. Пространственный анализ макросейсмических данных и использование известных соотношений магнитуда–интенсивность–глубина [4, 5] позволили определить, что очаг землетрясения является приповерхностным (глубина до 2 км). К таким оценкам склоняет небольшая площадь распространения 3-балльных и 4-балльных колебаний.

Характер проявления события в руднике (наличие разрушений; звонкий «стеклянный» эффект, обусловленный широким спектральным составом колебаний) и небольшая глубина очага указывают на то, что это землетрясение является типичным горно-тектоническим ударом, спровоцированным горными работами. Это заключение подтверждают и другие данные от шахтеров, ставших свидетелями события. Они сообщают,

что ощущали не только главный удар, но и удары меньшей силы, которые продолжались после главного толчка в течение всей смены (до 07:30 по местному времени). Данная картина очень похожа по своему описанию на афтершоковую активность. Афтершоки происходят вблизи очаговой зоны, они наиболее многочисленны и сильны непосредственно после главного события, хотя и значительно уступают ему по энергии. Полученные свидетельства позволяют сделать вывод, что их очевидцы находились непосредственно у очага. К сожалению, инструментальных измерений в эпицентральной зоне не производилось, поэтому параметры слабых ударов остались неизвестными.



**Рис. 2.** Карта изосейст Учалинского землетрясения

Ежегодно на Урале происходит несколько десятков событий, аналогичных Учалинскому, однако все они сосредоточены в районе городов Североуральска и Нижнего Тагила, где открытые и подземные горные работы ведутся достаточно долго. В районе г. Учалы такое сильное событие произошло впервые.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алферова А.С.* Воздействие горно-тектонических ударов на окружающую среду на примере Южно-Уральского бокситового рудника // Горный информационно-аналитический бюллетень. Mining informational and analytical bulletin. – 2011. – № 9.
2. *ОАО «Учалинский ГОК»* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.ugok.ru>.
3. *Сейсмологический мониторинг территории Западного Урала* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://pts.mi-perm.ru/region>.
4. *Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 года.* – М.: Наука, 1977. – 535 с.
5. *Сейсмическое районирование СССР.* – М.: Наука, 1968. – 476 с.

## МОНИТОРИНГ АКТИВНОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ ЛОКАЛЬНЫМИ СИСТЕМАМИ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Р.А. Дягилев, Д.Ю. Шулаков, Т.В. Верхоланцева  
*Горный институт УрО РАН, г. Пермь*

**Аннотация.** Представлены результаты временных локальных сейсмологических исследований в зоне Краснослободского разлома (Республика Беларусь).

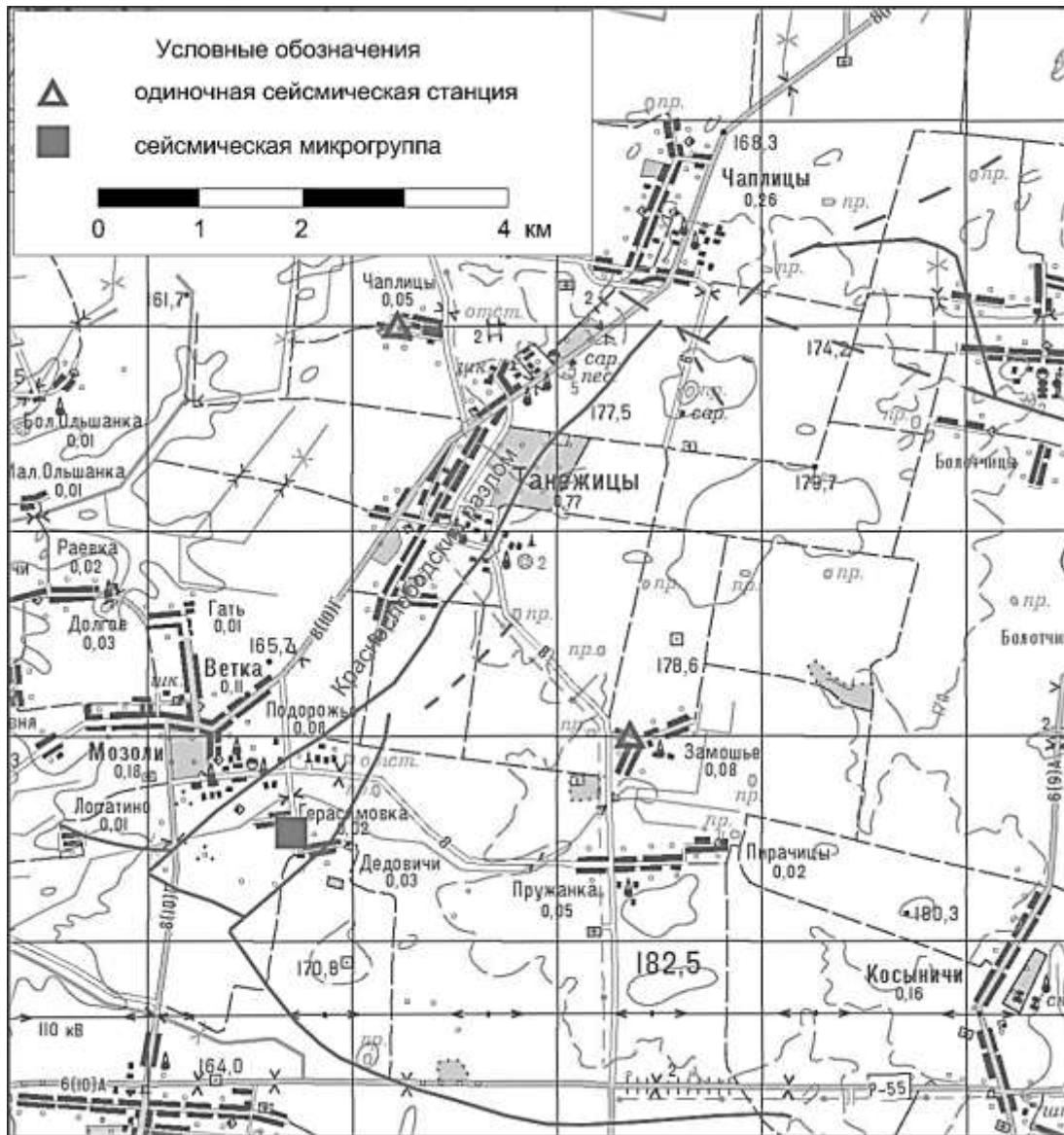
**Abstract.** The article presents the results of temporal local seismic observation near Krasnoslobodsk fault zone (Republic of Belorussia).

Наблюдения за сейсмичностью в слабоактивных районах, где присутствуют прослеженные на большие глубины тектонические нарушения, актуальны не только с точки зрения уточнения сейсмической опасности для поверхностных объектов посредством привлечения новых инструментальных данных. Определение параметров сейсмического режима в каком-либо локальном районе по данным о слабых землетрясениях может представлять интерес и с позиции безопасного развития отдельных промышленных объектов. Такая ситуация, в частности, сложилась на Старобинском месторождении (Республика Беларусь) в зоне Краснослободского разлома на участке перехода шахтного поля из Восточного блока в Западный. Разлом пересекает рудное тело в субмеридиональном направлении, поэтому развитие горных выработок в западном направлении возможно по двум вариантам вскрытия перспективных участков. Один вариант – наиболее безопасный, но существенно затратный – предполагает строительство нового рудника в Западном блоке, при этом пограничная зона вблизи разлома остается нетронутой. Второй вариант рассматривает возможность проходки горных выработок через разлом, что исключает необходимость строительства нового шахтного ствола, но повышает риск возникновения аварийной ситуации, при которой возможна потеря рудника. В этом варианте для продвижения на запад необходимо иметь уверенность, что зона разлома не является активной на современном этапе, в частности одним из рассматриваемых показателей активности зоны является сейсмическая активность разлома.

Для мониторинга сейсмической активности в зоне Краснослободского разлома в мае 2012 г. была развернута сеть из трех поверхностных пунктов наблюдения (рис. 1). На каждом установлены трехкомпонентные короткопериодные сейсмометры L-4C-3D с 24-битными автономными регистраторами Tellus, позволяющими вести непрерывную запись в полосе частот до 100 Гц. Один пункт наблюдения дополнительно оснащен тремя разнесенными в разные стороны вертикальными сейсмометрами, которые вместе с трехкомпонентным датчиком формируют четырехточечную сейсмическую микрогруппу.

Анализ регистрационных возможностей сети свидетельствует, что в пределах расстановки в условиях имеющихся микросейсмических шумов возможна уверенная регистрация всех сейсмических событий, начиная с магнитуды 0.6.

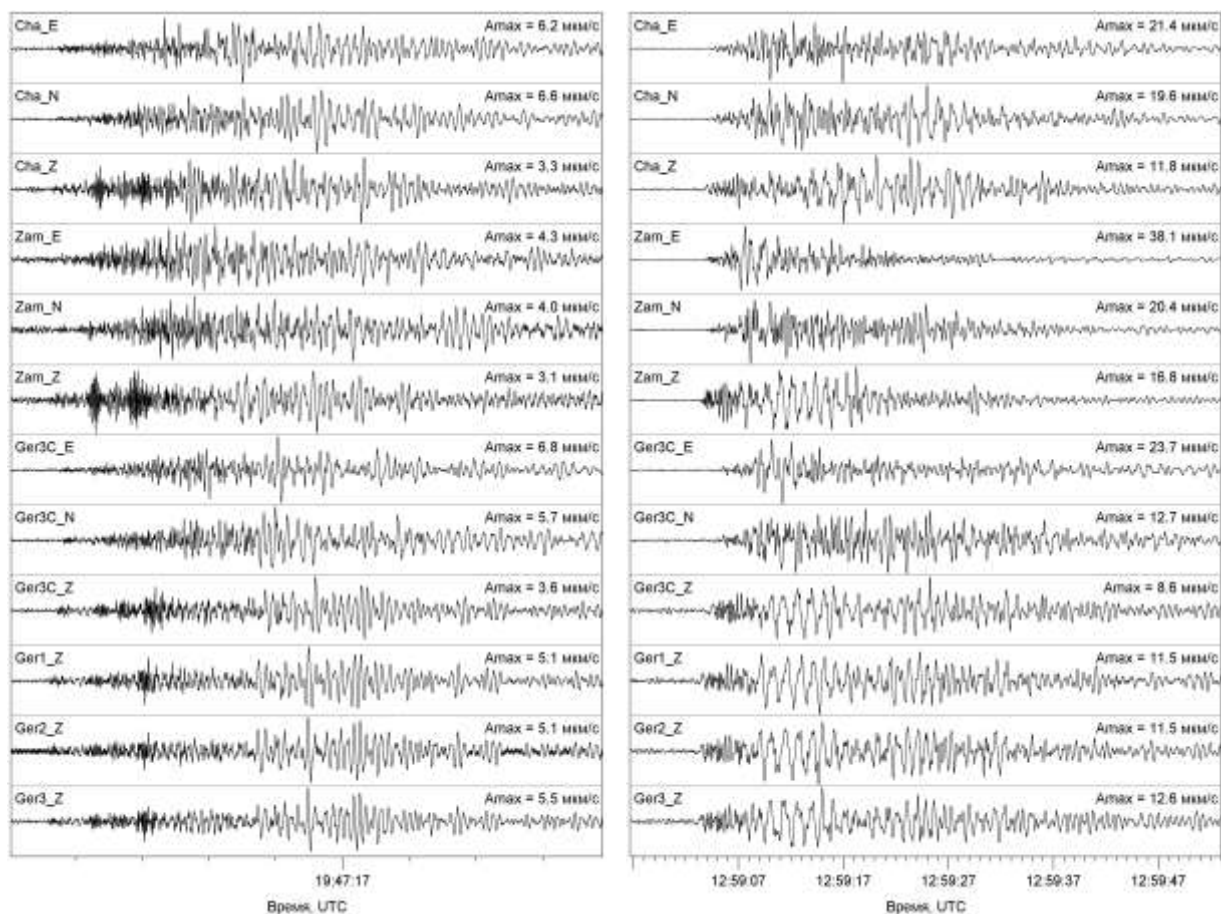
Наблюдения созданной сетью в течение одного года показывают, что подавляющее большинство сейсмических событий представляет собой помехи техногенного или природного происхождения. Основными источниками помех являются движение автотранспорта, хозяйственная деятельность человека, а также грозовая активность. Однако среди помех все же удалось выявить небольшое количество телесеизмических землетрясений и несколько событий местного масштаба.



**Рис. 1.** Схема локальной сейсмической сети в районе Краснослободского разлома

Удаленные землетрясения, ввиду их преимущественно низкочастотного состава, не попадают в рабочий диапазон станций, поэтому всего за год было идентифицировано 137 событий. Подобные записи однозначно идентифицируются не только по частотному составу колебаний (ниже  $2 \text{ Гц}$ ), но и большой длительности сигнала и высокой кажущейся скорости (десятки  $\text{км/с}$ ).

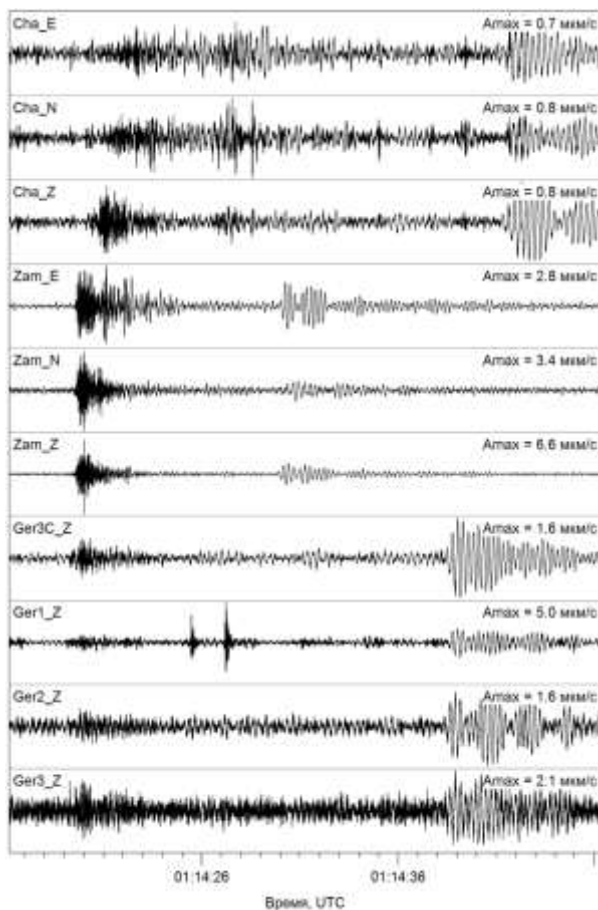
Местные явления были отмечены как внутри, так и за пределами расстановки. Наиболее представительны среди них события с очагами, удаленными на расстояния 10–20  $\text{км}$ . Всего зарегистрировано 30 таких явлений, получивших условное название «региональные» (рис. 2). Все они характеризуются продолжительными (длительностью от 50 до 100  $\text{с}$ ) колебаниями с частотной полосой до  $10 \text{ Гц}$  (преимущественно  $2\text{--}5 \text{ Гц}$ ). Их источники находятся на территории шахтных полей ОАО «Беларуськалий» и имеют техногенное или природно-техногенное происхождение. Анализ доступных данных с рудника показывает, что наиболее вероятным механизмом их генерации являются резкие смещения отработанных участков лав на уровне горных выработок. Время от времени даже можно наблюдать события-двойники, волновые формы которых характеризуются высокой степенью подобия. Очевидно, их источники имеют схожий механизм, и они инициировались в одних и тех же местах.



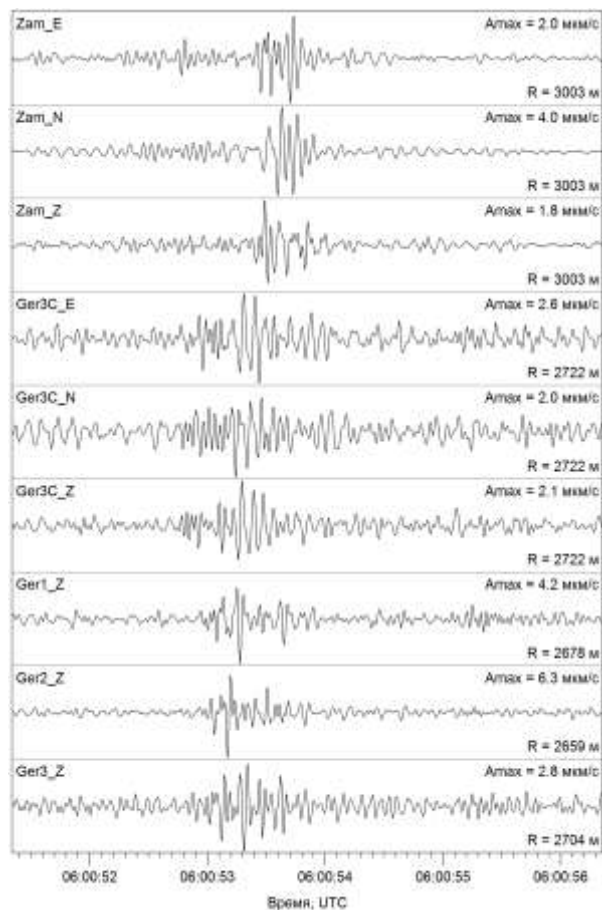
**Рис. 2. Волновые формы региональных сейсмических событий**

Несмотря на то, что в руднике регулярно производятся взрывные работы, записей взрывов с очагами в шахте не получено. Малая масса зарядов не позволяет генерировать сейсмические волны, которые были бы достаточно сильными для регистрации. Всего на записях выявлены сигналы от трех взрывов. Два из них были произведены на поверхности в районе одного из ближайших водоемов. Основанием для определения их как взрывов послужило наличие на всех записях высокочастотной пачки объемных волн ( $P$ ) и интенсивной низкоскоростной и низкочастотной ударно-воздушной волны (рис. 3). Одно событие, зарегистрированное 14 декабря 2012 г., было идентифицировано как промышленный взрыв. По результатам обработки было установлено, что азимут на его эпицентр составляет  $178 \pm 5^\circ$ , эпицентральное расстояние – от 70 до 85 км. Полученные параметры позволяют однозначно утверждать, что данный взрыв произведен на гранитном карьере «Микашевичи». Отличительной особенностью сейсмограмм данного взрыва является их крайне высокочастотный состав, не характерный для подобных эпицентральных расстояний.

Наибольший интерес в данных наблюдениях представляют два локальных события с эпицентрами в пределах расстановки (южная окраина пос. Танежицы). Определить глубину источников по двум станциям, на которых удалось различить сигнал, в данной ситуации не представляется возможным, однако анализ поляризации волн в первых вступлениях позволил установить, что эта глубина невелика (близка к 0). Углы выхода продольных волн имеют значения, близкие к  $90^\circ$  (колебания происходят в горизонтальной плоскости). Это говорит о том, что оба источника являются приповерхностными, и, вероятнее всего, техногенными.



**Рис. 3.** Запись взрыва 23 июля 2012 г.



**Рис. 4.** Запись локального сейсмического события 6 июня 2012 г. с  $ML=0.2$

Сейсмических событий, обусловленных активностью Краснослободского разлома, за годовой период наблюдений не выявлено. Таким образом, полученные данные склоняют в пользу варианта развития горных работ с прохождением сквазь через разломную зону. Однако в сложившейся ситуации поспешных выводов пока не делается. Более объективную картину могут дать наблюдения большей продолжительности, в связи с чем сейсмологические наблюдения в зоне Краснослободского разлома будут продолжены. Также в принятии решения будут учтены данные других методов.

## ОБ ОСОБЕННОСТЯХ АФТЕРШОКОВОГО ПРОЦЕССА ВОСТОЧНО-ЧЕРНОМОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 23 ДЕКАБРЯ 2012 Г. С $M=5.6$

<sup>1</sup>А.С. Заклюковская, <sup>2</sup>И.П. Габсатарова  
<sup>1</sup>ГС РАН, г. Воронеж  
<sup>2</sup>ГС РАН, г. Обнинск

**Аннотация.** Рассмотрены особенности записей афтершоков землетрясения 23 декабря 2012 г. на ближайшей к эпицентру станции «Домбай». Установлено, что и по особенностям волновой картины, и по соотношению  $A_{Smax}/A_{Rmax}$  афтершоки делятся на два основных класса: первый, к которому относятся наиболее сильные афтершоки, вероятно, связан с развитием процесса вдоль прибрежного Черноморского разлома; второй приурочен к направлению с перпендикулярным ему простиранием.

**Abstract.** The article describes the features recordings of aftershocks of the earthquake December 23, 2012 on the nearest to the epicenter of the station "Dombay." Is established that on the specifics of the wave pattern and the ratio  $A_{Smax}/A_{Rmax}$  aftershocks are divided into two main classes: the first, to which the majority of aftershocks are likely related to the development process along the coastal Black Sea fault is confined to the second direction perpendicular to the strike of him.

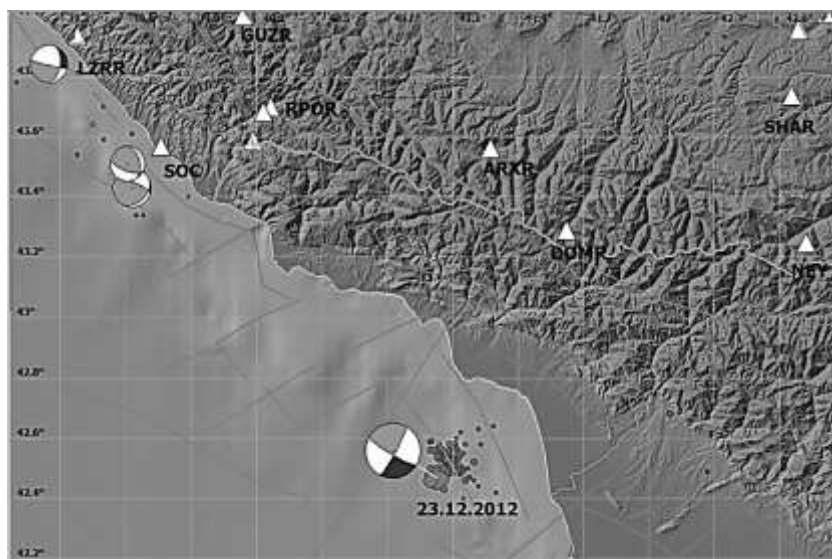
Настоящая статья посвящена уникальному для восточной части Черного моря землетрясению 23 декабря 2012 г., сопровождающемуся длительным рядом афтершоков. Ранее в Восточном Причерноморье не было известно [1] больших афтершоковых последовательностей даже после значительных землетрясений, сопоставимых по значению магнитуд, например, Анапское 1966 г. с  $M=5.3$ . Другой особенностью очагового процесса Восточно-Черноморского землетрясения является проявление второго сильного, близкого по магнитуде, толчка через 57 часов после основного толчка – 25 декабря 2012 г. с  $M=5.0$ . Такая небольшая разница в значениях магнитуд заставляет думать об этом толчке не как о сильнейшем афтершоке, а как о дублирующем событии в сложном очаге.

Целью исследования является обнаружение характерных свойств записей сейсмических фаз и в целом всей волновой картины, включая и длительность кодовой части, прослеживание устойчивости их проявления на записях одних и тех же станций во времени, выявление особенностей на разных станциях, классификация афтершоков по виду волновой картины. Полученные результаты могут быть использованы при построении модели афтершокового процесса уникального Восточно-Черноморского землетрясения, при исследовании особенностей процесса разрывообразования в этой мало изученной области.

Основные результаты изучения афтершокового процесса и детального рассмотрения волновых форм афтершоков землетрясения получены по записям ближайшей к эпицентру станции «Домбай», удаленной на 90 км и расположенной в центральной части Главного Кавказского хребта. Параметры афтершоков были определены в Центральном отделении ГС РАН. За период с 23 декабря 2012 г. по 30 апреля 2013 г. зарегистрировано более 250 афтершоков с  $K_p \geq 7.0$ .

В используемой для определения основных параметров сети отсутствуют близкие станции к эпицентру, так как землетрясение произошло в море в 25–30 км от берега. В прибрежной зоне Абхазии сейсмические станции также не установлены. Ближайшие станции ГС РАН расположены на Российской территории в Домбае и Архызе (Карачаево-Черкесская Республика), в Сочи и Красной Поляне, в Баксанском ущелье, в штольне Нейтринной лаборатории (Кабардино-Балкарская Республика) (рис. 1).





**Рис. 1.** Положение основного толчка и афтершоков Восточно-Черноморского землетрясения 23 декабря 2012 г. и ближайших сейсмических станций ГС РАН

Изучение волновой картины афтершоков Восточно-Черноморского землетрясения 23 декабря и его сопоставимого по магнитуде «спутника», произошедшего через 57 часов, было начато на записях афтершоков в феврале 2013 г., где имелось довольно много толчков близкого уровня энергетических классов и разнесенных во времени так, что записи не накладывались. Были выделены четыре класса записей, различающихся на визуальном уровне волновой картиной в фазах *P*- и *S*-волн. Характерные записи и их признаки представлены в таблице. Затем в ретроспективном плане были просмотрены записи афтершоков сопоставимого магнитудного уровня в декабре 2012 г. и январе 2013 г. (всего 77 афтершоков).

Спектры афтершоков 1-го и 4-го типов одинаково высокочастотны и в *P*-, и в *S*-волнах, причем амплитуды спектра последних на всем рабочем интервале частот преобладают над *P*-волнами, в отличие от 2-го и 3-го типов, где преобладание спектров *S*-волн заметно только в полосе 0–10 Гц, таким образом, *S*-волны насыщены относительно низкими частотами (рис. 6).

Что касается спектра *P*-волны (5-секундный интервал от начала), то он обнаруживает заметное постоянство для всех типов афтершоков февраля 2013 г., которые были взяты для стартового анализа. У всех обнаруживается провал в спектре в области от 8 до 12 Гц. Вероятно, это связано с влиянием среды на трассе очаг–станция.

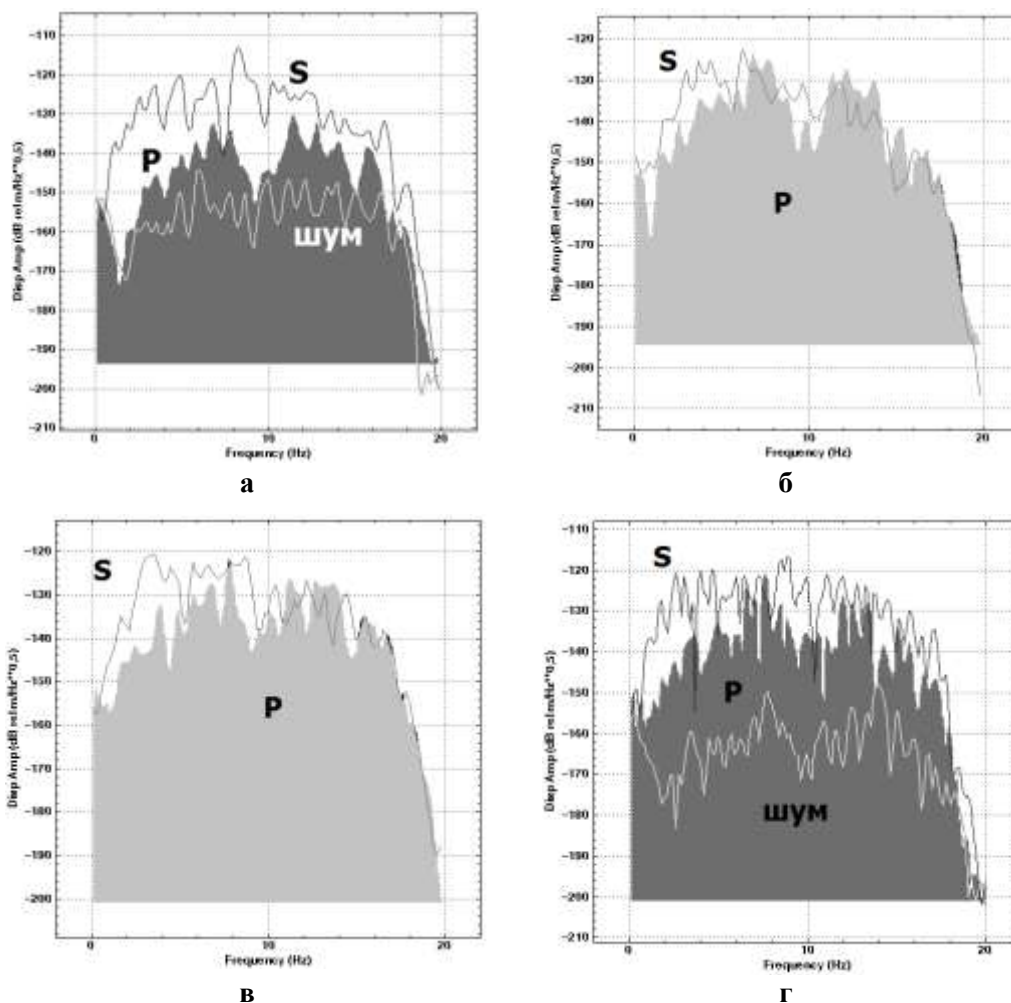
**Таблица.** Типы афтершоков по записям станции «Домбай», удаленной от эпицентра примерно на 90 км

Пример волновой картины	Описание
	<p><b>1-й тип</b> (например, 03.02.2013 г. в 09:51, <math>K_p=8</math> (рис. 2)) – вялое первое вступление <i>P</i>-волны, слабо выраженное на всех трех компонентах, <math>A_{Smax}/A_{Pmax}=8.59</math>. Четкое начало колебаний <i>S</i>-группы на всех трех компонентах, временной интервал от начала вступления до максимума в группе волн – 1.6 с для <i>P</i>- и <i>S</i>-волн (на горизонтальной компоненте), длительность записи – 25 с.</p> <p><b>Рис. 2.</b> Пример трехкомпонентной записи афтершока 1-го типа – 03.02.2013 г.</p>

Пример волновой картины	Описание
 <p data-bbox="212 651 767 719"><b>Рис. 3. Пример трехкомпонентной записи афтершока 2-го типа – 05.02.2013 г.</b></p>	<p data-bbox="805 230 1402 651"><b>2-й тип</b> (05.02.2013 г. в 08:58, 09.02.2013 г. в 00:15 (рис. 3)) – после малоинтенсивного вступления <i>P</i>-волны через 1.5 с выделяется четкая, более интенсивная фаза, по амплитуде превышающая первое вступление примерно в три раза, но отношения максимумов примерно одинаковы. <math>A_{Smax1}/A_{Pmax1}=2.82</math>, <math>A_{Pmax2}/A_{Smax2}=2.80</math>. Выделяется четкое начало группы <i>S</i>-волн на всех трех компонентах. Запись группы поперечных волн имеет затяжной характер и только через 4 с от начала наступает максимум, который явно выделяется на фоне других колебаний. Длительность записи – 27 с.</p>
 <p data-bbox="212 1155 767 1223"><b>Рис. 4. Пример трехкомпонентной записи афтершока 3-го типа – 06.02.2013 г.</b></p>	<p data-bbox="805 734 1402 1066"><b>3-й тип</b> (06.02.2013 г. в 07:44, 05.02.2013 г. в 11:46, 25.02.2013 г. в 16:24 (рис. 4)) – первое вступление четко выделяется по всем трем компонентам. В группе <i>P</i>-волн не прослеживается явный максимум колебаний. <math>A_{Smax1}/A_{Pmax1}=4.75</math>, <math>A_{Pmax2}/A_{Smax2}=3.93</math>. Четкое вступление группы <i>S</i>-волн. В группе выделяются два максимума: первый – после 1.5 с от начала вступления <i>S</i>-волны, а второй – после 3 с. Длительность записи – 30 с.</p> <p data-bbox="805 1088 1402 1155"><b>Рис. 4. Пример трехкомпонентной записи афтершока 3-го типа – 06.02.2013 г.</b></p>
 <p data-bbox="212 1581 767 1648"><b>Рис. 5. Пример трехкомпонентной записи афтершока 4-го типа – 16.02.2013 г.</b></p>	<p data-bbox="805 1160 1402 1559"><b>4-й тип</b> (07.02.2013 г. в 03:28, 17.02.2013 г. в 03:25, 02.02.2013 г. в 22:04, 16.02.2013 г. в 14:19 (рис. 5)) – интенсивное первое вступление, за которым через 0.5 с следует еще более интенсивная по амплитуде фаза. <math>A_{Smax1}/A_{Pmax1}=5.46</math>, <math>A_{Smax2}/A_{Pmax2}=4.42</math>, <math>A_{Smax3}/A_{Pmax3}=3.17</math>, <math>A_{Pmax4}/A_{Smax4}=2.71</math>. Запись группы <i>S</i>-волн имеет затяжной характер и в ней не выделяется ярко выраженного максимума. Интенсивность амплитуды первого цуга в <i>S</i>-волне сопоставима с амплитудами последующих колебаний. Длительность записи 28 с.</p>

Описанные в таблице записи типов афтершоков, выделенные по виду нефiltroванных записей, несколько упрощаются при фильтровании. Было установлено, что при сравнении записей, отфильтрованных в полосе 1–5 Гц, записи вертикальных компонент афтершоков 1-го и 4-го типов, 2-го и 3-го типов хорошо коррелируют между собой ( $R \geq 0.7$ ), и поэтому в дальнейшем анализе мы можем их объединить, оставив только два различающихся по виду волновой картины и в спектре колебаний.

Проведем сопоставление максимальных амплитуд поперечных и продольных волн для 164 афтершоков с  $K_p=7 \div 11$ , равномерно распределенных по времени, и для которых выполнены замеры в максимумах *P*- и *S*-волн на станции «Домбай» для записей с отношением сигнал/шум более 3.



**Рис. 6. Соотношение спектров *P*- и *S*-волн для типичных записей афтершоков: а – 1-го типа; б – 2-го типа; в – 3-го типа; г – 4-го типа**

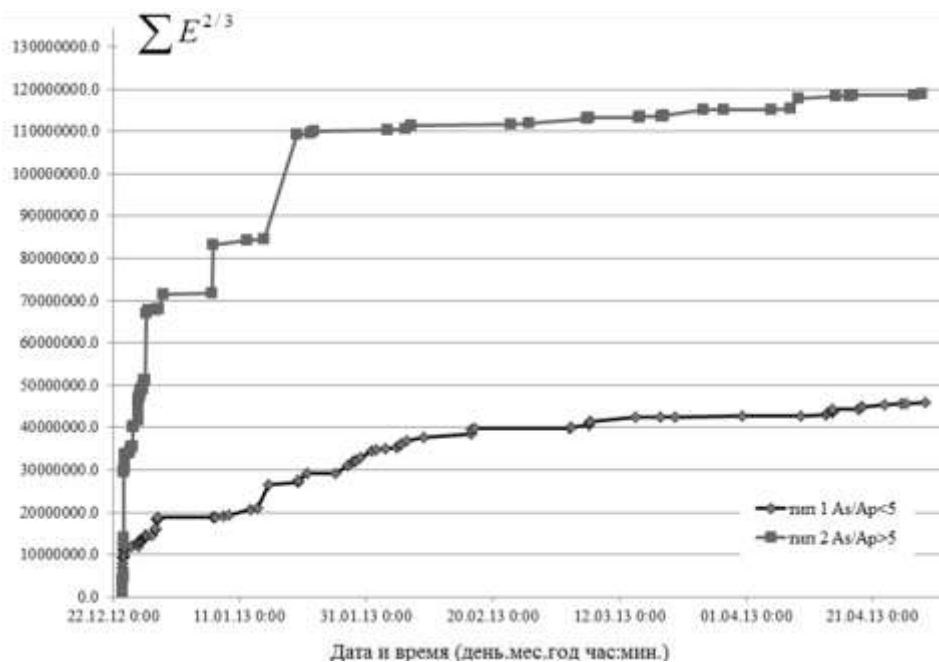
Оказалось, что по величине  $A_{Smax}/A_{Pmax}$  все исследуемые афтершоки можно разбить на три группы:  $A_{Smax}/A_{Pmax} \leq 5$ ;  $5 < A_{Smax}/A_{Pmax} \leq 10$ ;  $A_{Smax}/A_{Pmax} > 10$ , как это было получено и у К.В. Пшенникова [2], известного исследователя механизмов возникновения афтершоковых процессов:

- 1 – 53% афтершоков из числа рассмотренных имели  $A_{Smax}/A_{Pmax} \leq 5$ ;
- 2 – 41% –  $5 < A_{Smax}/A_{Pmax} \leq 10$ ;
- 3 – 6% –  $A_{Smax}/A_{Pmax} > 10$ .

Показательно, что в пространстве очаги второй и третьей групп распределились в зоне, ассоциированной с разломом северо-западного простирания, большая часть афтершоков первой группы имела более рассеянный характер, часть их тяготела к направлению, перпендикулярному основному.

Рассмотрим афтершоковый процесс как процесс релаксации напряжений в очаге по графикам Бенъоффа, характеризующим изменение во времени «высвобожденных деформаций» – величина  $\Sigma E^{2/3}$  [2] (рис. 7).

Построенные отдельно графики для первой и второй (+третьей) групп, показывают, что они имеют разный характер высвобождения энергии во времени (рис. 7). Несмотря на меньшее число из рассмотренного ряда, афтершоки с более выраженной амплитудой поперечных волн  $A_{Smax}/A_{Pmax} > 5$  (1-й и 4-й типы по таблице) были более сильными, такому же типу соответствовали и основной толчок 23 декабря и его дубль 25 декабря 2012 года.



**Рис. 7. График Бенъоффа для двух типов афтершоков Восточно-Черноморского землетрясения 23 декабря 2012 г.**

Таким образом, направление вдоль побережья можно признать основным в очаговом процессе. Более представительные по числу афтершоки другого типа ( $A_{Smax}/A_{Pmax} < 5$ ) реализовывались практически во всей эпицентральной области, первое из них такого типа произошло через четыре часа после главного толчка, часть их обозначила другое, не магистральное, направление, которое было энергетически менее выражено. Примерно в три раза меньше высвободилось энергии при землетрясениях этого типа.

#### **Выводы**

Первые результаты исследования афтершокового процесса по записям ближайшей к очагу Восточно-Черноморского землетрясения 23 декабря 2013 г. станции «Домбай», удаленной примерно на 90 км от эпицентра, показали, что процессы релаксации напряжений в очаговой зоне этого уникального землетрясения неоднородны. Основная выделившаяся энергия связана с небольшой зоной, вытянутой вдоль побережья, о таком направлении говорит и простираение одной из нодальных плоскостей механизма очага основного толчка [3], представляющего чистый сдвиг по обеим плоскостям. По соотношению амплитуд в  $P$ - и  $S$ -волнах последующие афтершоки  $A_{Smax}/A_{Pmax} > 5$  могли также иметь сдвиговый механизм. Они распределились по всей зоне, вытянутой в северо-западном направлении.

Другой тип афтершоков с  $A_{Smax}/A_{Pmax} < 5$  может быть связан с поперечным направлением, имеющим место в связи с другой нодальной плоскостью механизма очага. Это направление реализации афтершокового процесса энергетически менее выражено.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. *Габсатарова И.П., Селиванова Е.А., Малянова Л.С., Лещук Н.М., Якушева В.Н.* Основные черты сейсмичности Анапско-Новороссийско-Геленджикской зоны в 2011–2013 гг. (В наст. сб.).
2. *Пшеников К.В.* Механизм возникновения афтершоков и неупругие свойства земной коры. – М.: Наука, 1965. – 87 с.
3. *Информационное сообщение об ощутимом землетрясении в Черном море 23 декабря 2012 г.* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/info\\_quake.pl?mode=1&id=201](http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/info_quake.pl?mode=1&id=201).

# ВАРИАЦИИ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД В СКВАЖИНЕ В РАЙОНЕ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА В ПЕРИОД СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Ш.Г. Идармачев, В.И. Черкашин, И.М. Газалиев, И.Ш. Идармачев  
*Институт геологии Дагестанского НЦ РАН, г. Махачкала*

**Аннотация.** Приводится анализ данных результатов электрического зондирования осадочных пород в скважине, полученных на станции «Избербаш», расположенной в районе Восточного Кавказа. Для наблюдения за кажущимся сопротивлением пород используется специальная установка, позволяющая производить высокоточные непрерывные измерения с погрешностью, не превышающей 0.05%. Анализ данных за период наблюдений 2010–2011 гг. показывает влияние сейсмического процесса сильных землетрясений на гидродинамический режим разломной зоны. Аномалии перед относительно близкими землетрясениями обусловлены криповыми подвижками в области подготовки очага на завершающей стадии.

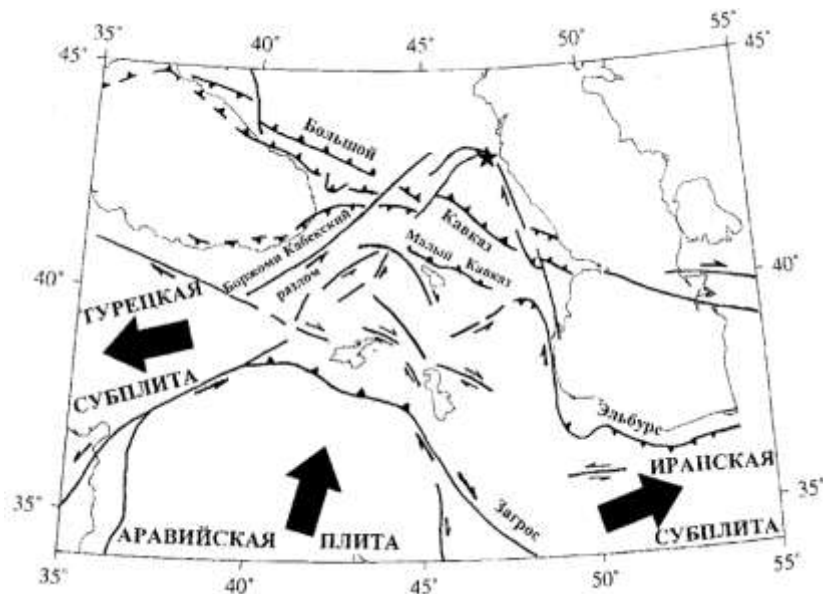
**Abstract.** This article provides an analysis of the results of electrical sensing of sediment in the well received at the station "Izberbash", located in the East Caucasus. To observe the apparent resistance of rocks, a special installation that performs high-precision continuous measurements with an error not exceeding 0.05%. Analysis of the data for the observation period 2010 to 2011 shows the influence seismic process of strong earthquakes in the hydrodynamic regime of the fault zone. Anomalies before earthquakes are caused by relatively close creep ascetics in training focus on the final stage, that is, anomalies are caused by compression-tension water-saturated rocks, where the electrode measuring system.

## Введение

Данные, полученные высокочувствительным электровариометром сопротивления в Японии [1], показали, что перед сильными землетрясениями с  $M=7.0$ , происходящими на эпицентральной расстоянии до 1000 км, были зафиксированы аномалии длительностью 1–10 часов. Подобного рода аномалии электрического сопротивления наблюдались на Ашхабадском сейсмопрогностическом полигоне [2]. В районе нефтегазового месторождения на юге России (в Дагестане) перед сильными землетрясениями в 2000 г. ( $M=6.8$ ;  $M=7.4$ ), произошедшими в зоне крупного разлома Копетдаг–Кавказ, наблюдались вариации кажущегося сопротивления импульсного характера с нарастающей амплитудой [3]. Природа этих аномалий пока не известна, но предполагается, что они связаны с началом криповой подвижки по разлому перед землетрясением [4] или сейсмогравитационными пульсациями Земли [5]. Ниже рассмотрены вариации импульсного характера кажущегося сопротивления осадочных пород, полученные авторами на одном из скважинных пунктов наблюдений в районе Восточного Кавказа как в период сильнейшего землетрясения в Японии 11.03.2011 г., так и сильных региональных сейсмических событий.

## Исходные данные

В работе использованы данные кажущегося сопротивления осадочных пород в скважине, полученные в Дагестане на станции «Избербаш» с координатами  $\varphi=42.5^{\circ}\text{N}$ ;  $\lambda=47.8^{\circ}\text{E}$  за период наблюдений 2010–2012 гг. Расположение пункта наблюдений показано на рис. 1.



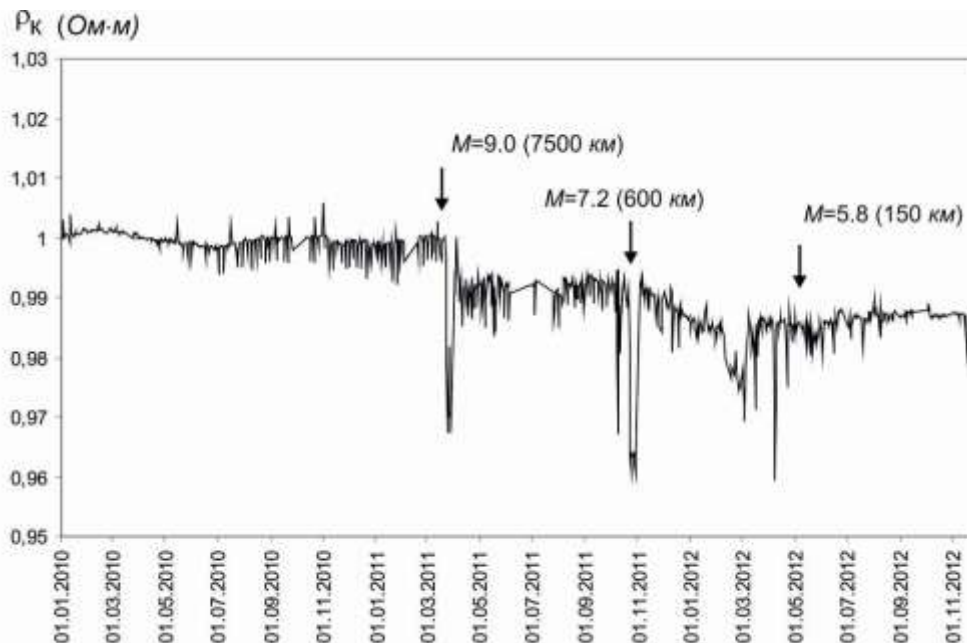
**Рис. 1.** Схема динамики тектонических элементов Кавказа и сопредельных территорий. Звездочка – место расположения пункта наблюдений за кажущимся сопротивлением в скважине

Здесь же (рис. 1) приведена схема глобальной тектоники плит, согласно которой Аравийская плита перемещается на север со скоростью 2–3 см/год, что определяет происходящие здесь тектонические процессы. Турецкая и Иранская субплиты выдавливаются на запад и восток соответственно, а Восточный Кавказ оказывается зажатым между Кавказом и Скифско-Туранской плитой. В свою очередь, территория Дагестанского клина имеет генетическую связь с областью активного сочленения Кавказ-Копетдагской альпийской геологической структуры. Эта область, разделяющая Южный и Северный Каспий, характеризуется узкой полосой очагов землетрясений, максимальными градиентами изостатических гравитационных аномалий, магнитного поля, теплового потока и другими геофизическими полями [6].

Для измерения кажущегося сопротивления использовалась специально разработанная для прецизионных наблюдений станция «Георезистор» [7] непрерывного действия, которая состоит из следующих основных узлов: 24-разрядного АЦП, сопряженного с ПК, слаботочного питающего генератора разнополярных импульсов и программного обеспечения. Для электрического зондирования используется симметричный четырехэлектродный зонд, установленный в скважине глубиной 50 м. Расстояние между питающими электродами равно 9 м. Приемные электроды разносом 3 м расположены в середине между питающими электродами. Геометрический коэффициент установки равен  $K=19$ . В режиме вариометра относительная погрешность суточных данных не превышает 0.05%.

Осадочные породы (сарматские отложения) в области расположения измерительного зонда полностью водонасыщены и имеют низкое значение удельного электрического сопротивления ( $\rho=1.4$  Ом·м). Для измерения кажущегося сопротивления пород используется специально пробуренная не обсаженная скважина, которая после установки зонда была заполнена глинистым раствором для того, чтобы изолировать зонд от влияния атмосферных осадков, давления и других экзогенных помех. Анализ данных показал отсутствие связи кажущегося сопротивления с метеофакторами, в том числе и периодами выпадения ливневых дождей.

На рис. 2 представлен график нормированных значений кажущегося сопротивления для периода наблюдений 2010–2012 гг.



**Рис. 2. График кажущегося сопротивления, полученный на станции «Избербаш» в период сильных землетрясений в Японии 11.03.2011 г., Турции 23.10.2011 г. и Азербайджане 07.05.2012 г. (в скобках указаны эпицентральные расстояния)**

В этот период наблюдений в Японии 11.03.2011 г. произошло катастрофическое землетрясение с магнитудой  $M=9$  и длиной разрыва в очаге более 400 км. Спустя 12 суток после землетрясения, начиная с 23.03.2011 г., произошло резкое уменьшение кажущегося сопротивления на 3.3%. Длительность аномалии равна 13 суткам. После восстановления аномалии, начиная с 04.04.2011 г., кажущееся сопротивление вновь уменьшается на 1.5% в течение восьми суток, но в последующем восстановления кривой не происходит, что свидетельствует о процессе неупругой деформации пород.

Предполагается, что сейсмические волны, вызывая сжатия-растяжения водонасыщенных пород, приводят к изменению их электрического сопротивления.

За период наблюдений второе сильное землетрясение магнитудой  $M=7.2$  (с координатами  $\varphi=38.7^{\circ}\text{N}$ ;  $\lambda=43.5^{\circ}\text{E}$ ) произошло 23.10.2011 г. в Турции в районе озера Ван на расстоянии 600 км от пункта наблюдения. Перед ним зафиксированы две различной формы аномалии уменьшения кажущегося сопротивления с амплитудами 2.8 и 3.4 Ом·м. Длительность первого скачкообразного изменения равна трем суткам, а второго – 11 суткам. Основной толчок землетрясения совпадает с начальным периодом второй аномалии. Уменьшение кажущегося сопротивления началось 22 числа, т.е. за сутки до землетрясения. Аномалии кажущегося сопротивления перед сильным землетрясением позволяют предположить, что они обусловлены началом процесса криповой подвижки в области очага землетрясения, а аномалия после землетрясения связана с колебаниями разлома.

Из землетрясений, которые произошли в 2012 г. в регионе, можно выделить одно событие с магнитудой  $M=5.8$ . Эпицентр располагается в 150 км от пункта наблюдения. Перед ним вначале наблюдается медленное понижение кажущегося сопротивления на 0.6% за период времени 03.01–09.02.2012 г., а затем скорость уменьшения резко возрастает, при этом максимальная амплитуда аномалии составляет 2.1%.

В заключение анализа полученных данных можно сделать вывод о том, что зарегистрированные на станции «Избербаш» аномалии кажущегося сопротивления непосредственно перед сильными землетрясениями и после них позволяют предположить, что они связаны эндогенными процессами, которые усиливаются в зоне разлома.

Уменьшение кажущегося сопротивления после катастрофического землетрясения в Японии в результате воздействия сейсмических волн указывает на изменение флюидного режима в небольшом объеме пород ( $V=100 \text{ м}^3$ ), в центре которого находится измерительный зонд. Очевидно, что это не «точечный» процесс, а, скорее всего, под гидродинамическим воздействием оказывается разломная зона, так как в ней деформационные процессы максимальны. Процесс смещения графика по оси ординат после сильных землетрясений показывает на неупругую деформацию породы, которая является следствием криповой подвижки блоков по разлому.

### **Выводы**

1. На одном из наблюдательных пунктов на западном побережье Каспия, где проводятся прецизионные измерения кажущегося сопротивления осадочных пород в скважине, за период 2011–2012 гг. зарегистрированы следующие аномалии:

– после катастрофического землетрясения в Японии ( $M=9$ ), произошедшего 11.03.2011 г. на удалении 7500 км от измерительного пункта;

– до и после сильного землетрясения с  $M=7.2$ , произошедшего на территории Турции на расстоянии 600 км;

– перед землетрясением умеренной силы с  $M=5.8$ , произошедшем на границе Азербайджана, Грузии и Дагестана на расстоянии 150 км.

2. Аномалии кажущегося сопротивления обусловлены процессом сжатия-растяжения пород. Воздействие сейсмоволнового процесса от сильных удаленных землетрясений на разломную зону приводит к кратковременному изменению ее флюидодинамического режима, в частности выдавливание воды с повышенной минерализацией в направлении снизу вверх обуславливает уменьшение кажущегося сопротивления пород. Запоздывание аномалии от момента, когда произошло землетрясение, объясняется движением флюида снизу вверх по разлому.

3. Аномалии перед относительно близкими землетрясениями обусловлены криповыми подвижками в области подготовки очага на завершающей стадии, т.е. аномалии обусловлены сжатием-растяжением водонасыщенных пород, где расположены электроды измерительной установки.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. *Yamazaki Y.* Preseason resistivity changes recorded by the resistivity variometer (1), (May 14, 1968–February 28, 1975) // Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. – Tokyo, 1980. – V. 55. – P. 755–794.
2. *Волкова Е.Н., Камишлин А.Н., Эфендиев М.И.* Некоторые результаты изучения среды электривариометром на Ашхабадском геодинамическом полигоне. Прогноз землетрясений. – Душанбе: Дониш, 1986. – № 7. – С. 90–94.
3. *Абдуллаев Ш.-С.О., Идармачев Ш.Г., Алиев М.М., Алиев И.А., Магомедов А.Г.* Вариации кажущегося сопротивления горных пород, связанные с геодинамическими процессами в районе нефтегазового месторождения // Вулканология и сейсмология. – 2011. – № 3. – С. 65–72.
4. *Моргунов В.А.* Крип горных пород на завершающей стадии подготовки землетрясения // Физика Земли. – 2001. – № 4. – С. 3–11.
5. *Сидорин А.Я.* Квазипериодические флуктуации геофизических полей при переходе среды в неустойчивое состояние // Изучение природных вариаций геофизических полей. – М.: ИФЗ РАН, 1994. – С. 79–89.
6. *Уломов В.И., Поляков Т.П., Медведева Н.С.* Динамика сейсмичности бассейна Каспийского моря // Физика Земли. – 1999. – № 12. – С. 76–82.
7. *Идармачев Ш.Г., Алиев М.М., Абдуллаев Ш.-С.О., Хаджи Б.А.* Станция для электрического зондирования «Георезистор» // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. Материалы Международной конференции. – Воронеж, 2001. – С. 86–87.



# СРАВНЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ГИПОЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ССД: АВТОМАТИЧЕСКИЙ РАСЧЕТ И УТОЧНЕННОЕ ДОНЕСЕНИЕ

М.В. Коломиец, С.А. Красилов, М.И. Рыжикова  
ГС РАН, г. Обнинск

**Аннотация.** Представлен анализ работы в 2012 г. программных модулей автоматического расчета параметров землетрясений в ССД и автоматической отправки предварительных донесений «Alarm». Проведено сравнение параметров гипоцентров землетрясений в предварительных автоматических и уточненных срочных донесениях.

**Abstract.** The article presents the analysis of software routines for automatic calculation of parameters of earthquakes in EEAS and routines for automatic sending preliminary reports «Alarm» in 2012. Also it was carried out the comparison of the parameters of earthquake hypocenters between preliminary automatic and reviewed urgent reports.

В Службе срочных донесений (ССД) ГС РАН в 2005 г. был внедрен автоматический модуль быстрого определения параметров эпицентра ASSOCW (автор – Акимов А.П.) [1, 2]. Его эксплуатация на протяжении последних нескольких лет позволила решить задачу быстрого предварительного определения положения гипоцентра, времени возникновения и магнитуды землетрясения, а с 2010 г. внедрить в практику ССД автоматическую отровку предварительного срочного донесения, что обеспечило участие ССД в сейсмической подсистеме Службы предупреждения о цунами [3].

Ниже представлено сравнение параметров гипоцентров землетрясений, полученных в автоматическом режиме и отправленных в предварительном автоматическом донесении, с этими же параметрами в уточненном донесении ССД в 2012 году.

В 2012 г. программа автоматической отправки «Alarm» предварительных донесений ССД проработала с теми же заданными параметрами, что и в 2011 г. [3]: для землетрясений мира – с  $M \geq 6$ , для землетрясений Северной Евразии – с  $M \geq 5$ , при условии, что число станций в счете  $\geq 10$ .

В течение года произведена автоматическая отправка донесений по 329 землетрясениям, среднее время отправки составило 18.6 мин (в 2011 г. оно составило 20.7 мин). Рассылка осуществлялась в трех форматах по 16 адресам: ЦУГС МЧС, региональные МЧС, РЖД, Минэнерго, «Антистихия», а также Международный Средиземноморский центр (EMSC/CSEM) и Швейцарскую сейсмологическую службу (RedPuma).

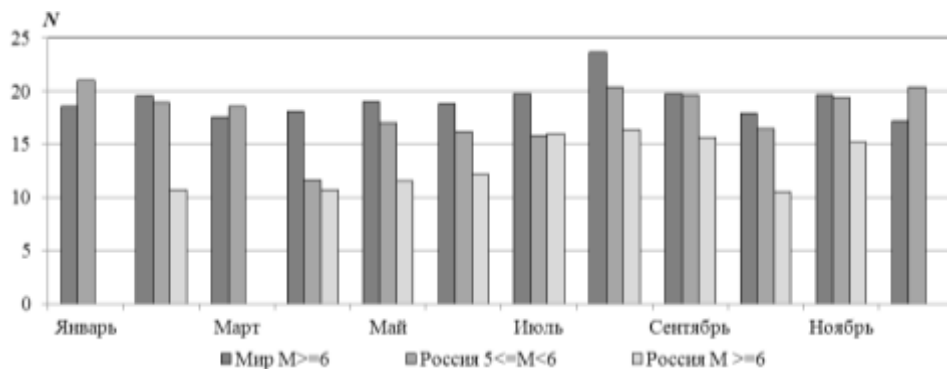
В общем списке 15 событий (4.4%) были ложными определениями, из них семь землетрясений – на территории России. В этом случае вручную отправлялись сообщения-опровержения.

Статистика отправки «Alarm» представлена в таблице (где  $N$  – число автоматических определений,  $T_{cp}$  – среднее время отправки) и на рис. 1.

В целях определения возможности снижения магнитудного порога системы «Alarm» в тестовом режиме на адрес Швейцарской сейсмологической службы RedPuma отправлялись все землетрясения с  $M \geq 5$ , рассчитанные автоматически программой AssocW. Всего в ССД в 2012 г. определены параметры 4766 землетрясений, из них 2050 событий имели магнитуду  $M \geq 5$ , при этом автоматически отправлено 1871 автоматически рассчитанных событий. Кроме того, были отправлены 65 «Alarm» (3.5%), которые оказались ложными событиями. Среднее время отправки составило 20.4 мин.

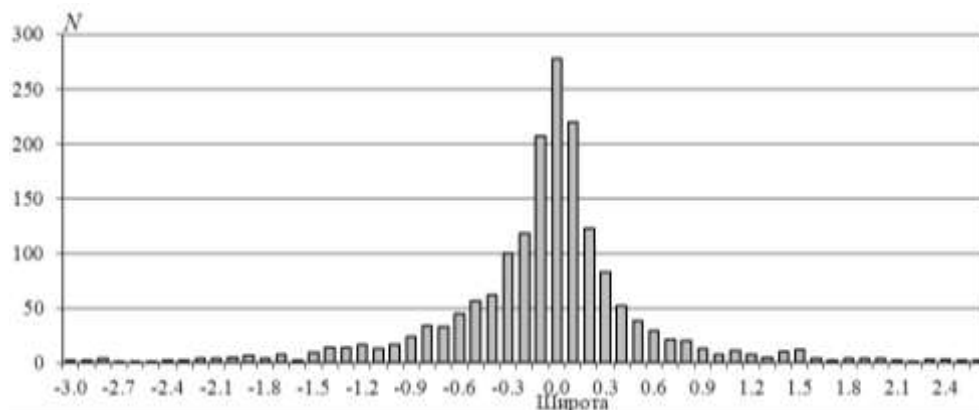
**Таблица. Статистика отправки донесений «Alarm» в 2012 г.**

Alarm Период	Землетрясения России				Землетрясения мира		Все землетрясения	
	$6 > M \geq 5$		$M \geq 6$		$M \geq 6$		$M \geq 6$	
	$T_{ср}, мин$	$N$	$T_{ср}, мин$	$N$	$T_{ср}, мин$	$N$	$T_{ср}, мин$	$N$
Январь	21.05	6		0	18.51	13	19.31	19
Февраль	18.88	18	10.7	1	19.56	26	19.09	45
Март	18.55	16		0	17.52	13	18.09	29
Апрель	11.59	1	10.74	1	18.13	28	17.67	30
Май	17	10	11.51	1	19.03	16	18.00	27
Июнь	16.18	14	12.16	2	18.87	16	17.27	32
Июль	15.83	21	15.98	5	19.77	12	17.09	38
Август	20.4	4	16.41	1	23.66	17	22.74	22
Сентябрь	19.61	6	15.64	1	19.74	11	19.47	18
Октябрь	16.5	10	10.53	1	17.96	11	16.96	22
Ноябрь	19.38	9	15.2	1	19.65	11	19.32	21
Декабрь	20.36	12		0	17.22	14	18.67	26
За год	17.94	127	13.21	14	19.14	188	18.64	329



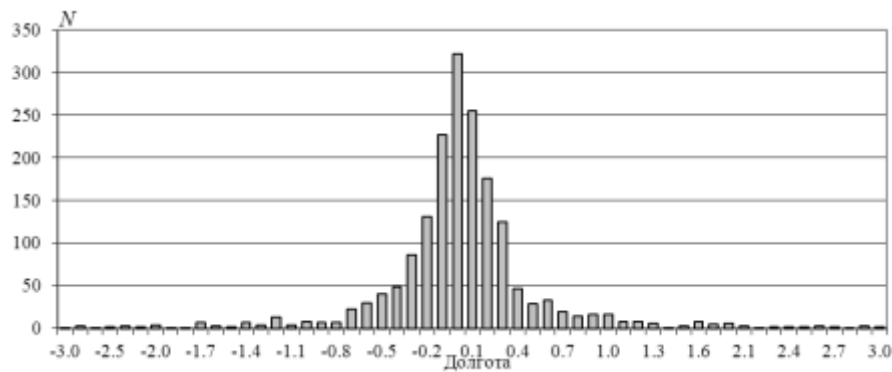
**Рис. 1. Статистика отправки донесений «Alarm» в 2012 г.**

Ниже представлены диаграммы распределения невязок по координатам (рис. 2 – по широте, рис. 3 – по долготе) и магнитуде (рис. 4).

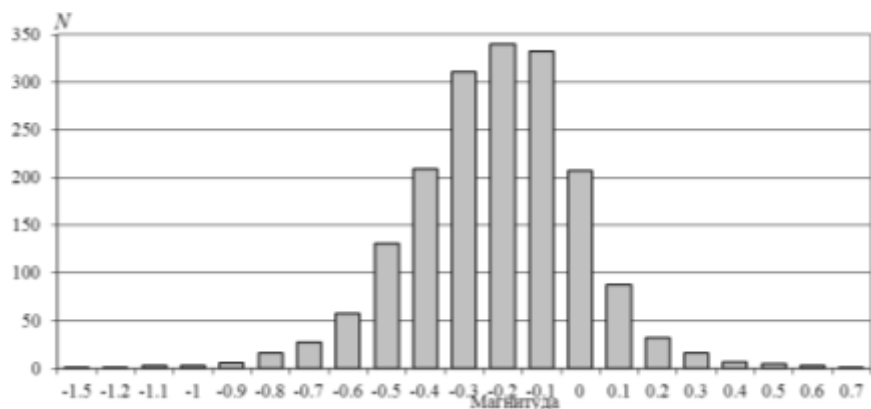


**Рис. 2. Диаграмма распределения невязок по широте**

Сравнение по координатам дает по широте систематическую ошибку  $-0.07^\circ$  (рис. 2), стандартное отклонение –  $\hat{S}=0.65^\circ$ ; по долготе (рис. 3) среднее –  $0.03^\circ$ , стандартное отклонение –  $\hat{S}=0.56^\circ$ .



**Рис. 3.** Диаграмма распределения невязок по долготе



**Рис. 4.** Диаграмма распределения невязок по магнитуде

Значения магнитуды в системе «Alarm» завышены на 0.2, среднее значение  $M = -0.22$ , стандартное отклонение  $\hat{S} = 0.23$  (рис. 4). Систематическое завышение магнитуды возникало в двух случаях: во-первых, в случае удаленных землетрясений (например, район Чили), для которых большинство станций находятся на расстоянии  $\Delta \geq 100^\circ$ , а ближайшие две-три станции завышают магнитуду; во-вторых, неправильное определение глубины очага, которое в свою очередь дает невязку по магнитуде.

Обобщая результаты сравнения параметров эпицентров землетрясений предварительных автоматических и уточненных срочных донесений, можно заключить, что «Alarm», отправленный по 1871 из 2050 событий с магнитудой  $M \geq 5$  в среднем через 20.4 мин, с точностью по координатам менее одного градуса можно считать приемлемым вариантом. После проведения работ по сверке АЧХ станций, которые начались в 2013 г., можно рекомендовать снижение магнитудного уровня системы «Alarm» до  $M \geq 5$  по миру.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Красилов С.А., Коломиец М.В., Акимов А.П.** Организация процесса обработки цифровых сейсмических данных с использованием программного комплекса WSG // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2006. – С. 77–83.
2. **Акимов А.П.** Автоматический модуль быстрого определения параметров гипоцентра землетрясения по данным цифровой сейсмической сети // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Четвертой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 3–7.
3. **Красилов С.А., Коломиец М.В., Акимов А.П., Борисов П.А.** Совершенствование процесса автоматического расчета параметров гипоцентров землетрясений в Службе срочных донесений ГС РАН // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 153–158.

## ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ 24 ДЕКАБРЯ 2012 ГОДА

<sup>1,2</sup>Я.В. Конечная,<sup>2</sup>Н.В. Ваганова,<sup>2,1</sup>А.Н. Морозов,<sup>3</sup>Н.Н. Носкова

<sup>1</sup>ГС РАН, г. Архангельск

<sup>2</sup>Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск

<sup>3</sup>Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

**Аннотация.** Представлены результаты обработки записей землетрясения на Полярном Урале 24 декабря 2012 года. Проведены обзор сейсмичности региона и сравнение параметров эпицентра землетрясения по данным различных сейсмологических центров.

**Abstract.** The results of the processing of earthquake records in the Polar Urals, December 24, 2012. Conducted a review of the seismicity of the region and comparison of parameters of the earthquake epicenter according to various seismological centers.

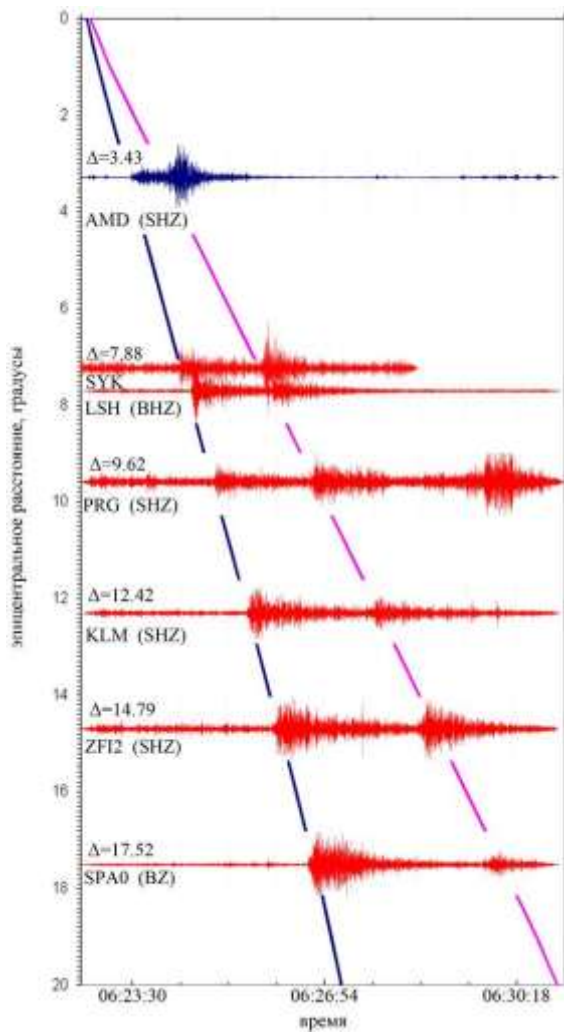
24 декабря 2012 г. в 06:22:39 на территории Республики Коми произошло сейсмическое событие в 100 км южнее г. Воркуты. Параметры гипоцентра этого события были определены в Информационно-обрабатывающем центре (ИОЦ) Геофизической службы (ГС) РАН по данным 15 станций, входящих в Службу срочных донесений (ССД) ГС РАН и расположенных на расстояниях от 9 до 32°. Магнитуда события – около 4.0, для данного района оно достаточно сильное и было зарегистрировано станциями Архангельской сети, Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Уральского сектора ГС РАН, Кольского филиала ГС РАН и др.

Самая ближайшая станция – AMD – входит в Архангельскую сеть и находится на расстоянии около 380 км от эпицентра. Примеры записей приведены на рис. 1. В Архангельском ИОЦ была проведена собственная обработка с включением в обработку восьми наиболее близких станций с применением разного программного обеспечения, скоростных моделей и методических подходов. В качестве основных программных средств обработки использовались программный комплекс WSG и HYPO71 [1]. Применялись скоростные модели IASPEI91, Varents, NORP (региональный годограф севера Русской плиты). Локация эпицентра осуществлялась методами засечек и минимизации невязок; время в очаге – по графику Вадати. В результате предварительной обработки были получены несколько вариантов гипоцентров, разброс в параметрах которых составлял по широте 0.28°, по долготе – 2.49°, по глубине – 2.5 км, по времени в очаге – около 6 с. Далее из полученного набора параметров выбирался вариант, содержащий минимальные временные невязки и ошибки. Временные невязки определялись путем сравнения экспериментальных времен прихода *P*-волн с теоретическими по решению прямой кинематической задачи. Таким образом, как наиболее предпочтительные были приняты два варианта:

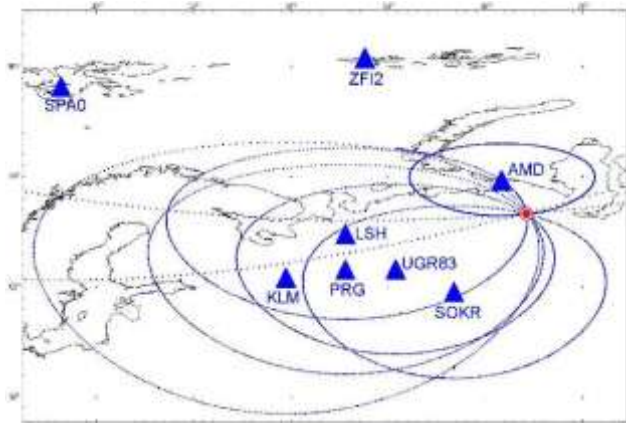
1 – по программе HYPO71, годограф NORP,  $\varphi=66.41^\circ\text{N}$ ,  $\lambda=65.88^\circ\text{E}$ ,  $h=7.5$  км,  $t_0=06:22:33.13$ ,  $ML=3.8$ ;

2 – по программе WSG, годограф Varents,  $\varphi=66.47^\circ\text{N}$ ,  $\lambda=64.73^\circ\text{E}$ ,  $h=10.0$  км,  $t_0=06:22:39.05$ ,  $ML=3.8$  (рис. 2 а).

Механизм очага данного сейсмического события определить не удалось, так как не представлялось возможным снять направления первого движения из-за удаленности станций и недостаточного азимутального окружения.

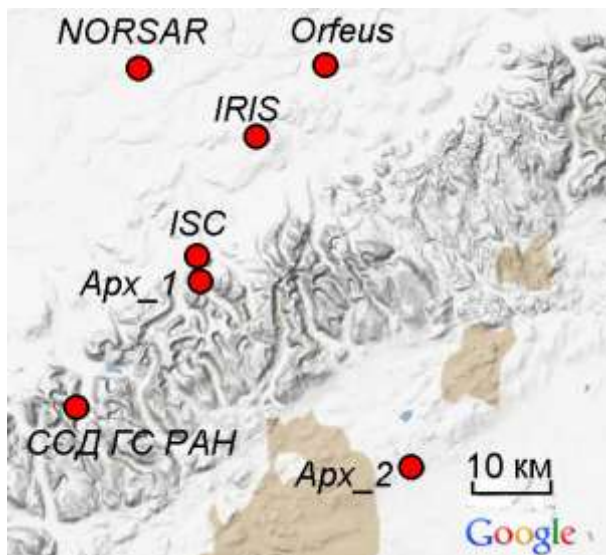


а



б

Рис. 1. Фрагменты записи сейсмического события 24.12.2012 г. станциями, удаленными на различные расстояния



а



б

Рис. 2. Землетрясения Полярного Урала:

а – положение эпицентра события 24.12.2012 г. по данным различных сейсмологических центров; б – инструментально зарегистрированные землетрясения на Полярном Урале и прилегающих территориях за период 1966–2013 гг. Цифры соответствуют № в табл. 2

Информация о произошедшем событии на момент написания статьи имела также в каталогах различных сейсмологических центров и представлена в табл. 1.

**Таблица 1. Основные параметры землетрясения 24.12.2012 г. по данным различных сейсмологических центров**

Сейсмологический центр	Время в очаге	$\varphi$ , °N	$\lambda$ , °E	$h$ , км	Магнитуда
ССД ГС РАН [www.ceme.gsras.ru]	06:22:39.9	66.55	63.70	20.0	$m_b=4.0$
NORSAR [www.norsardata.no]	06:22:39.1	66.94	63.95	–	$ML=4.5$
ORFEUS [http://www.seismicportal.eu/]	06:22:34.0	66.94	64.49	2.0	$m_b=3.9$
ISC [www.isc.ac.uk]	06:22:37.3	66.72	64.12	10.0	$m_b=4.0$
Архангельская сеть	06:22:33.2 06:22:39.1	66.41 66.47	65.88 64.73	7.5 10.0	$ML=3.8$

Сопоставление данных, приведенных в табл. 1, свидетельствует о разбросе результатов локации гипоцентра, в особенности по долготе и времени в очаге. Факторами, повлиявшими на точность определения параметров, являются: количество вовлеченных в обработку станций, степень качества записей; несовершенство применяемых скоростных моделей; отсутствие в региональных годографах Varents и NORP разделения фаз, например, на  $P_g$  и  $P_n$  (имеется только  $P$ ). Расстояние между эпицентрами составляет от 10 до 60 км. Положение эпицентров по данным различных сейсмологических центров показано на рис. 2 а.

Очевидно, что территория севера Урала не является асейсмичной и землетрясение 24 декабря 2012 г. не уникально. На рис. 2 б показаны эпицентры землетрясений из рассматриваемого региона, произошедшие в XX и начале XXI вв. Их параметры приведены в табл. 2. До недавнего времени определение эпицентров событий, и тем более глубины очагов, затруднялось отсутствием близко расположенных сейсмических станций.

**Таблица 2. Список землетрясений, произошедших в районе Полярного Урала, по данным IRIS [1]**

№ на рис. 2б	Дата	Время в очаге	$\varphi$ , °N	$\lambda$ , °E	$h$ , км	Магнитуда
1	30.11.1966	17:28:04.0	67.0	64.0	33	NULL=4.6
2	17.05.1970	12:20:30.0	69.0	66.0	0	$MB=3.7$
3	02.07.1971	17:00:01.9	67.6	62.0	0	$MB=4.7$
4	29.08.1974	14:59:58.9	67.2	62.1	0	$MB=5.0$
5	12.01.1997	09:37:16.8	68.1	62.7	0	$MB=3.4$
6	14.07.1998	22:05:44.1	68.1	63.8	0	$ML=3.8$
7	03.08.2004	15:33:38.7	68.1	65.1	0	$MB=3.4$
8	23.05.2005	19:17:12.6	67.7	64.2	10	$MB=3.6$
9	24.12.2012	06:22:36.3	66.9	64.3	10	$MB=4.2$

Ближайшими населенными пунктами к эпицентру землетрясения 24 декабря 2012 г. являются поселки Сивая Маска и Елецкий, расстояния до эпицентра составили 53 и 65 км соответственно. Макросейсмическое обследование показало, что сейсмическое событие жителями близлежащих населенных пунктов не ощущалось. Вероятно, это объясняется тем, что поселки представляют собой железнодорожные станции, где постоянно курсируют поезда, тяжелая техника, тем более что землетрясение произошло в понедельник в рабочее время (10:22:39 по местному времени). Стоит также учитывать слабую заселенность рассматриваемого района.

Наличие на территории Полярного Урала функционирующих горнопромышленных узлов [2], характеризующихся разной степенью освоения, обуславливает необходимость детальных исследований природы сейсмических событий, особенно тех, которые претендуют на роль тектонических землетрясений. К таким сейсмическим событиям относится событие 24.12.2012 года.

Для решения задачи идентификации был использован опыт, накопленный сотрудниками Кольского филиала ГС РАН (КоФ ГС РАН, г. Апатиты) [3]. Для этого на записях станции AMD применена совокупность критериев, используемых в КоФ ГС РАН, и программное обеспечение разработки к.ф.-м.н. В.Э. Асминга. Использована следующая совокупность критериев:

- отношение средних амплитуд волн  $P$  и  $S$  (если значение параметра меньше 0.3, это может свидетельствовать в пользу того, что сейсмическое событие является землетрясением);

- характер изменения спектра во времени (высокие значения параметра  $a$  (выше 0.5) с очень высокой степенью достоверности свидетельствует об искусственном происхождении сейсмического события);

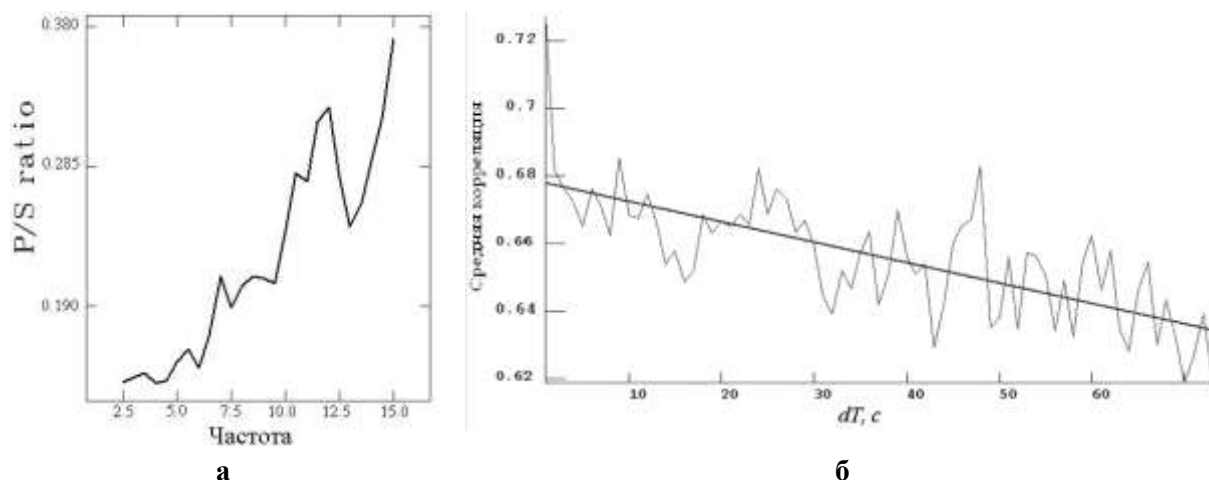
- значение магнитуды  $ML$  (значение  $ML$  для взрывов, как правило, не превышает значение 3.5);

- сравнение обобщенных огибающих записей промышленных взрывов и анализируемого события;

- наличие или отсутствие карьера в районе, куда падает эпицентр события (события, произошедшие в пределах карьеров, с большой вероятностью могут быть квалифицированы как взрывы);

- время и день недели (для каждого карьера анализируются времена и дни недели производства взрывных работ).

Большой разброс в значениях координат эпицентров события, отсутствие подробной информации о функционирующих промышленных карьерах и выборки записей промышленных взрывов по станции AMD не позволяет сделать выводы по последним трем критериям. Напротив, значение  $ML$  сейсмического события 24.12.2012 г. говорит в пользу тектонической природы. Об этом можно заявить и по результатам построения диаграммы отношения средних амплитуд волн  $P$  и  $S$  (рис. 3 а) в программе *PSRatio* [4]. Однако построение в программе *Spec* [5] диаграммы (рис. 3 б), показывающей характер изменения спектра во времени, наоборот, говорит нам о техногенной природе события.



**Рис. 3.** Отношение средних амплитуд волн  $P$  и  $S$  (а) и характер изменения спектра во времени (б) для сейсмического события, зарегистрированного сейсмической станцией AMD

Таким образом, по результатам проведенного исследования с большой долей вероятности можно говорить о тектонической природе сейсмического события, зарегистрированного в 24.12.2012 г., и рассматривать его как землетрясение. Однако необходимо сразу оговориться, что представленные результаты не претендуют на роль исчерпывающих исследований, а представляют собой лишь его малую часть.

В геолого-тектоническом отношении эпицентры землетрясения приурочены к зоне Главного Уральского разлома на пересечении предполагаемых структурных зон уралид и тиманид [6]. На рассматриваемой площади ведущую роль занимают покровно-надвиговые структуры, по ослабленным границам которых, возможно, и происходит разрядка напряжений. Это может быть обусловлено новейшими движениями территории Полярного Урала, испытавшей крупные эпейрогенические поднятия (1000–1800 м), начиная со среднего олигоцена [7]. Л.А. Сим установлено, что формирование новейших структур Полярного Урала происходит в поле напряжений с субмеридиональным сжатием и субширотным растяжением [8]. Неоднородное строение литосферы, тектонические напряжения, возможно, и послужили причиной возникновения сейсмических событий различной интенсивности на Полярном Урале и прилегающих территориях (рис. 2).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS)* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.iris.washington.edu>.
2. *Кузнецов Д.С., Иевлев А.А.* Горнопромышленные узлы Тимано-Североуральского региона и перспективы их развития // Известия Коми научного центра УрО РАН. – 2012. – Вып. № 1 (9). – С. 107–114.
3. *Кольский филиал Геофизической службы РАН* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [www.krsc.ru](http://www.krsc.ru).
4. *Ringdal F., Kremenetskaya E.O., Asming V.E.* Study of applicability of *P/S* ratio criterion for discrimination of regional earthquakes and explosions in North-Western area, observed characteristics of regional seismic phases and implications for *P/S* discrimination in the European Arctic // Pure Appl. Geophys. – 2002. – V. 159.
5. *Годзиковская А.А., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А.* Ретроспективный анализ первичных материалов о сейсмических событиях, зарегистрированных на Кольском полуострове и прилегающих территориях в XX веке / Отв. ред. А.Н. Виноградов. – М.: Ваш полиграфический партнер, 2010. – 130 с.
6. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 280 с.
7. *Белякова Л.Т., Богацкий В.И., Богданов Б.П., Довжикова Е.Г. и др.* Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. – Киров: ОАО «Кировская областная типография», 2008. – 288 с.
8. *Сим Л.А., Чекмарев К.В.* Новейшая разломная тектоника Полярного Урала // Бюллетень МОИП, отдел Геологический. – 2006. – Т. 81, вып. 5. – С. 51–56.



# СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ВАРИАЦИЙ УРОВНЯ СЕЙСМИЧНОСТИ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА ПО ШКАЛЕ СОУС'09: РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ АНАЛИЗ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ

Ю.А. Кугаенко, П.В. Воропаев, А.А. Коновалова  
*Камчатский филиал ГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

**Аннотация.** Проведены работы по первому применению методики статистической оценки уровня сейсмической активности СОУС'09 для Ключевского вулкана. Проанализирована динамика сейсмичности 2000–2013 гг. для двух наиболее сейсмоактивных объемов среды под Ключевским вулканом: областью близповерхностного магматического очага (глубина – до 5 км, уровень надежной регистрации –  $K_S=4.0$ ) и областью промежуточного магматического очага в коромантийном слое (диапазон глубин от 20 до 35 км).

**Abstract.** The technique for a statistical estimate of seismicity level was used for Klyuchevskoi volcano. We analyzed seismicity dynamics of 2000–2013 for two most seismically active volumes under volcano: 1) shallow magma chamber area ( $-5 < h < 5$  km) and 2) intermediate magma chamber area in crust-mantle stratum ( $20 < h < 35$  km).

## Введение

Информация о текущем состоянии сейсмичности, связанной с потенциально опасными вулканами, является востребованной структурами, по своему роду деятельности связанными с мониторингом природной среды и оценкой природных опасностей. Как следствие, весьма актуальна разработка и применение методов оценки уровня сейсмичности различных сейсмоактивных территорий и природных объектов.

Ключевской вулкан – гигантский базальтовый стратовулкан центрального типа, осложненный многочисленными шлаковыми конусами [1]. Это один из наиболее активных и продуктивных вулканов мира и самый высокий действующий вулкан Евразии. Высота его вершины, меняющаяся в ходе извержений, колеблется около 4750 м, а возраст оценивается всего лишь в 7000 лет. В результате активной эруптивной деятельности Ключевской вулкан приобрел почти идеальную форму усеченного конуса.

С 1995 по 2002 г. в активности Ключевского вулкана отмечалось почти полное затишье, наблюдалась лишь слабая фумарольная деятельность, изредка чередовавшаяся с пепловыми выбросами. С 2003 г. на Ключевском вулкане развивается новая серия вершинных извержений, которая началась с эксплозивного извержения (№ 1, март 2003 г. – февраль 2004 г.), когда вулканическая активность проявлялась в основном в форме выбросов пепла из центрального кратера. Далее последовали четыре терминальных эксплозивно-эффузивных извержения (№ 2, январь – апрель 2005 г.; № 3, декабрь 2006 г. – июль 2007 г.; № 4, июнь 2008 г. – февраль 2009 г.; № 5, июль 2009 г. – декабрь 2010 г.). С середины октября 2012 г. по конец января 2013 г. Ключевской вулкан находился в состоянии эксплозивного извержения (№ 6).

## Методика оценки уровня сейсмичности

В Камчатском филиале ГС РАН для описания уровня сейсмичности разработана и внедрена шкала, привязанная к статистической функции распределения сейсмической энергии в качестве параметра, характеризующего уровень сейсмичности заданного пространственного объекта в определенный временной интервал [2, 3]. ( $F(K)=P(\lg E < K)$ ), где  $E$  – сейсмическая энергия, выделившаяся за определенный временной интервал).

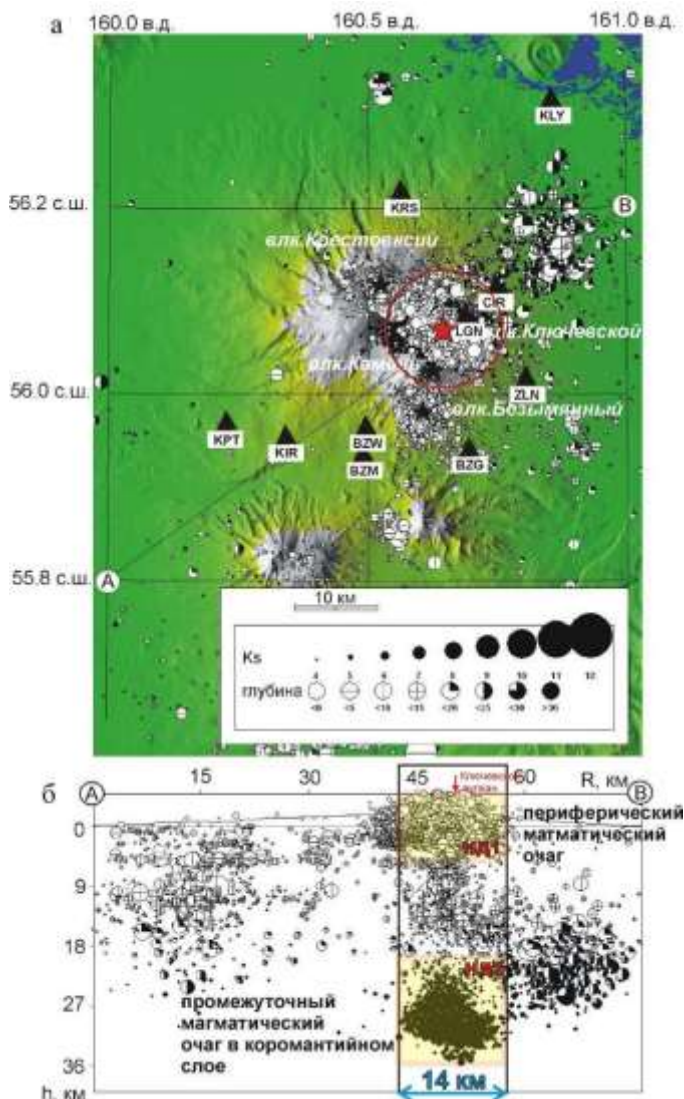
Учитывая статистический характер базового параметра, предлагаемая методика получила название «Статистическая оценка уровня сейсмичности» (СОУС'09). Интервалы между квантилями функции распределения выделившейся сейсмической энергии формируют шкалу, включающую восемь уровней сейсмичности:

- экстремально высокий –  $F(0.995) < \lg E$ ,
- высокий –  $F(0.975) < \lg E < F(0.995)$ ,
- фоновый повышенный –  $F(0.85) < \lg E < F(0.975)$ ,
- фоновый средний –  $F(0.15) < \lg E < F(0.85)$ ,
- фоновый пониженный –  $F(0.025) < \lg E < F(0.15)$ ,
- низкий –  $F(0.005) < \lg E < F(0.025)$ ,
- экстремально низкий –  $\lg E < F(0.005)$ .

Методика СОУС'09 программно реализована: разработана система вычисления уровня сейсмичности произвольного региона в виде компьютерной программы, исполняемой в семействе операционных систем MS Windows [4].

### Исходные данные

В работе использован каталог Ключевской группы вулканов с 2000 по 2012 г., полученный по данным радиотелеметрических сейсмических станций Камчатской региональной сети, расположенных в районе этой вулканической структуры. Каталог содержит данные об основных параметрах локальных тектонических и вулcano-тектонических землетрясений до глубины 40 км.



При выборе анализируемых сейсмоактивных объемов учитывались выявленные ранее особенности поведения сейсмичности под Ключевским вулканом и элементы его магматической питающей системы [5–7]. Для построения оценок уровня сейсмичности из каталога были взяты два набора данных в радиусе 7 км от вулкана (рис. 1):

- набор данных 1 (НД1) – область малоглубинного магматического очага (глубина до 5 км, уровень надежной регистрации землетрясений  $K_{\min}=4.0$ );
- набор данных 2 (НД2) – область промежуточного магматического очага в коромантийном слое (диапазон глубин от 20 до 35 км,  $K_{\min}=5.0$ ).

**Рис. 1.** Сейсмичность Ключевской группы вулканов в 1999–2010 гг.:

а – карта эпицентров; б – проекция гипоцентров на вертикальную плоскость по линии АБ. Выделены пространственные области, соответствующие анализируемым наборам данных

### Построение функций распределения выделившейся сейсмической энергии

Для утверждения состоятельности разбиения рассматриваемого сейсмоактивного объема под Ключевским вулканом на подобласти НД1 и НД2 были построены функции распределения выделившейся сейсмической энергии, во временных окнах 7, 15, 30 и 90 суток. Проведено их сравнение с помощью критерия согласия Колмогорова–Смирнова [8]. Данный статистический критерий используется для определения того, подчиняются ли два эмпирических распределения единому закону. Критерий Колмогорова–Смирнова о проверке гипотезы об однородности двух эмпирических законов распределения является одним из основных и наиболее широко используемых непараметрических критериев, так как достаточно чувствителен к различиям в исследуемых выборках.

Нулевая гипотеза  $H_0$ : «Функции распределения для двух анализируемых выборок совпадают». Проведем сравнение для окон 7, 15 и 30 суток, так как они дают достаточную статистику. Число независимых временных интервалов во временном окне 7 суток составляет 730, 15 суток – 340, 30 суток – 170.

Результаты применения критерия Колмогорова–Смирнова показывают, что для НД1 и НД2 функции распределения выделившейся сейсмической энергии отличаются с высоким уровнем значимости (5%). Это является основанием рассматривать сейсмичность выбранных элементов магматической питающей системы Ключевского вулкана независимо друг от друга.

### Номограммы распределения сейсмической энергии для разных временных интервалов

Для НД1 и НД2 были построены номограммы СОУС'09. Данные номограммы позволяют провести анализ сейсмичности каждого сейсмоактивного объема и формализовать понятие «сейсмический фон».

Фоновый средний уровень сейсмичности находится в границах  $\lg E$  (Дж):

- НД1: для окна 7 суток – от 4.0 до 6.8; для окна 15 суток – от 4.4 до 7.2;
- НД2: для окна 7 суток – от 5.0 до 6.8; для окна 15 суток – от 5.0 до 7.8.

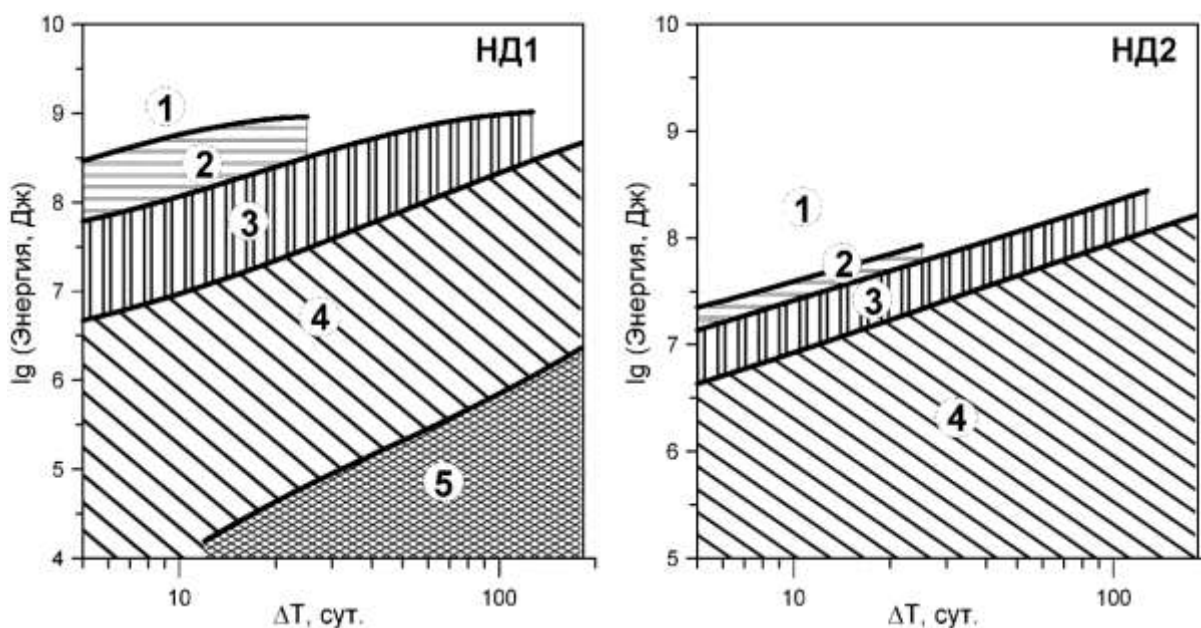


Рис. 2. Номограммы СОУС'09 для наборов данных НД1 и НД2.

Различной штриховкой обозначены зоны, соответствующие различным уровням сейсмичности: 1 – экстремально высокий, 2 – высокий, 3 – фоновый повышенный, 4 – фоновый средний, 5 – фоновый пониженный

### **Отмеченные особенности и закономерности в вариациях уровня сейсмичности Ключевского вулкана в 1999–2012 гг.**

Анализ временного хода уровня сейсмичности Ключевского вулкана в 1999–2012 гг. показывает, что новая серия извержений, начавшаяся в 2003 г., предварялась статистически значимым повышением сейсмической активности в НД2 до экстремально высокого уровня.

Вариации уровня сейсмичности НД1 и НД2 развивались в противофазе. Максимумы активности НД1 наблюдались в ходе извержений и соответствуют эксплозивной фазе извержений или фазе заполнения кратера лавой (для № 1). Исключение составляет извержение № 5, не сопровождавшееся выходом сейсмичности за пределы фонового среднего уровня.

Максимумы сейсмичности НД2 предваряют извержения с упреждением до одного года. Наиболее ярко рост уровня сейсмичности проявился перед извержениями № 1 и № 3 с выходом на высокий и экстремально высокий уровни.

Рис. 3 отражает вариации уровня сейсмичности в промежуток времени, захватывающий эксплозивно-эффузивное извержение Ключевского вулкана, происходившее с декабря 2006 г. по июль 2007 г. (№ 3). Наблюдается повышение сейсмической активности НД2 примерно за год до начала извержения с выходом сейсмичности на экстремально высокий уровень. Активность НД1 плавно нарастает и достигает экстремально высокого уровня в эффузивной фазе извержения, когда началось излияние лавовых потоков. Приведенный пример ярко демонстрирует противофазную динамику сейсмической активности в НД1 и НД2 в ходе развития вулканического процесса.

### **Текущее состояние сейсмичности вулкана Ключевской (май 2013 г.)**

На рис. 4 представлен ход уровня сейсмичности с ноября 2011 г. по май 2013 года.

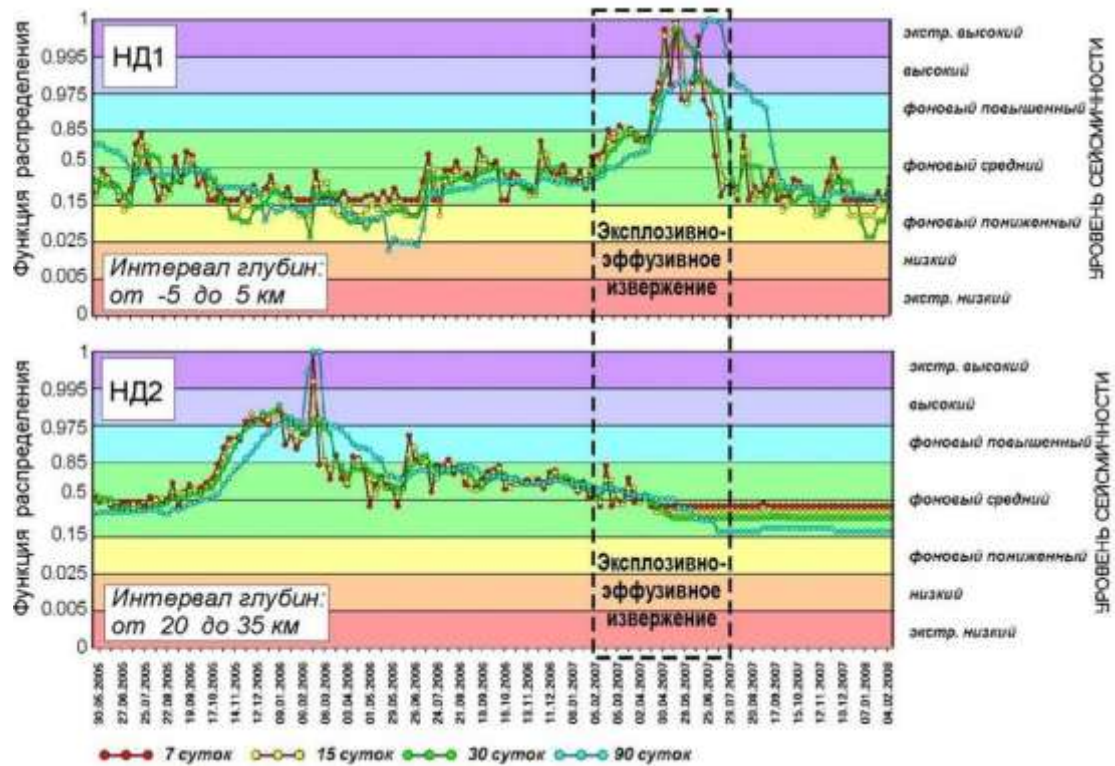
С середины октября 2012 г. по конец января 2013 г. Ключевской вулкан находился в состоянии эксплозивного извержения. Начало извержения в сейсмичности не проявилось. В начале декабря 2012 г. отмечено синхронное усиление сейсмической активности как для НД1, так и НД2. Отметим, что это усиление сейсмичности произошло на фоне начавшегося 27.11.2013 г. Толбачинского извержения. Детально проследить эту активизацию не удалось, так как сейсмический мониторинг Ключевского вулкана был затруднен из-за сильного вулканического дрожания из района Толбачинского извержения.

В марте-апреле 2013 г. наблюдалось синхронное увеличение уровня сейсмичности как для НД1, так и для НД2. Такая ситуация (синхронная повышенная активность на разных глубинах в окрестностях обоих магматических очагов) по данным каталога Ключевской группы вулканов не имеет аналогов в рассмотренный период времени (2000–2012 гг.). Причем уровень сейсмичности НД2 поднялся до экстремально высокого. В мае 2013 г. сейсмичность НД1 и НД2 находилась в пределах фона. В конце мая зарегистрированы сейсмические события в промежуточном диапазоне глубин 5–20 км, что обычно связывается с подъемом магмы с более глубоких горизонтов [5–7]. Таким образом, наблюдаются признаки подготовки вулкана к очередному извержению, которое, учитывая опыт ретроспективного анализа вариаций уровня сейсмичности, может произойти в течение ближайшего года.

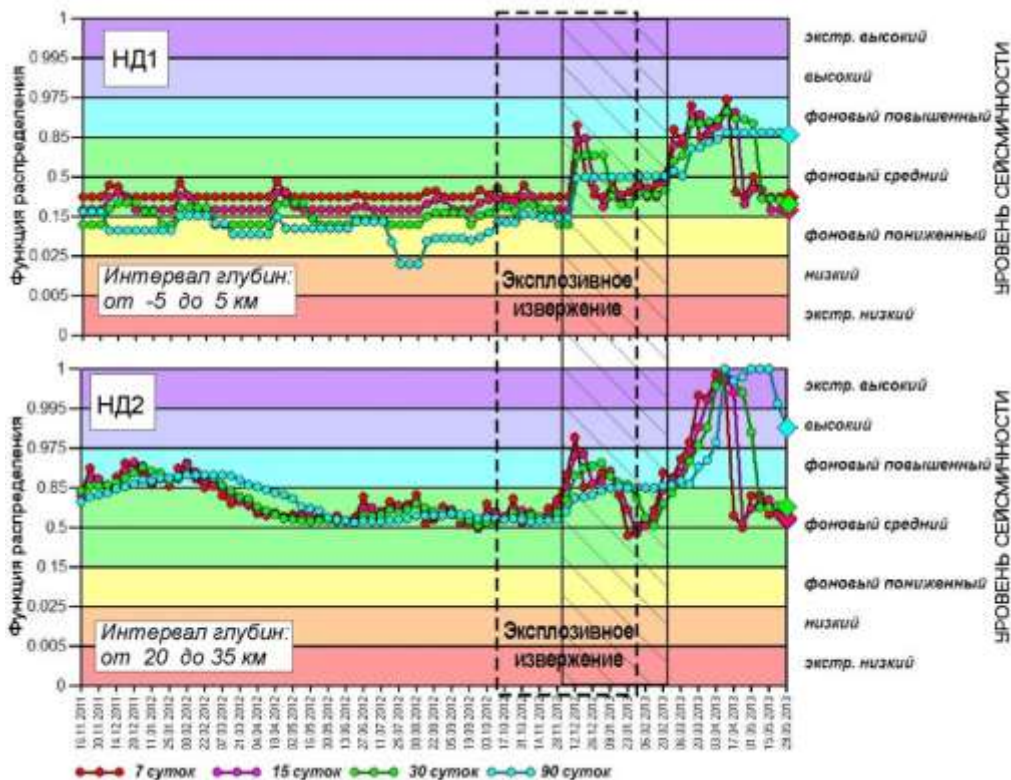
### **Заключение**

Проведен ретроспективный анализ вариаций уровня сейсмичности Ключевского вулкана в 2000–2012 гг. Продемонстрировано применение методики статистической оценки уровня сейсмической активности СОУС'09 [3] для вулканической области.

Оценки сделаны на основе использования функций распределения сейсмической энергии, выделенной в различных временных окнах, по данным каталога Ключевской группы вулканов, полученного КФ ГС РАН в 2000–2012 гг.



**Рис. 3.** Вариации уровня сейсмичности Ключевского вулкана с мая 2005 г. по февраль 2008 г.



**Рис. 4.** Вариации уровня сейсмичности Ключевского вулкана с ноября 2011 г. по май 2013 г.

Штриховкой отмечен промежуток времени, когда мониторинг Ключевского вулкана был затруднен в связи с интенсивным вулканическим дрожанием из района Толбачинского извержения

Расчеты выполнены для двух различных участков питающей магматической системы Ключевского вулкана: области промежуточного и области периферического магматического очага. Статистически доказано, что сейсмичность выбранных сейсмоактивных объемов можно рассматривать и анализировать независимо друг от друга.

Построены функции распределения и номограммы уровня сейсмичности для двух указанных элементов питающей магматической системы Ключевского вулкана. Статистически обосновано и формализовано понятие «сейсмический фон».

Показано, что представленные вариации уровня сейсмичности 2000–2012 гг. могут быть соотнесены с различными эпизодами зафиксированной эруптивной деятельности Ключевского вулкана, в том числе с процессом подготовки извержений.

Представленная работа может рассматриваться как первый шаг к использованию методики для оперативной оценки сейсмичности, связанной с вулканами.

С 2013 г. оценки уровня сейсмичности Ключевского вулкана еженедельно передаются в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Хренов А.П., Двигало В.Н., Кирсанов И.Т. и др.* Вулкан Ключевской // Действующие вулканы Камчатки. – М.: Наука, 1991. – Т. 1. – С. 106–145.
2. *Воропаев П.В., Салтыков В.А., Кузнецко Ю.А.* Статистическая оценка уровня сейсмичности заданной пространственно-временной области: программная реализация и примеры применения. (В наст. сб.).
3. *Салтыков В.А.* Статистическая оценка уровня сейсмичности: методика и результаты применения на примере Камчатки // Вулканология и сейсмология. – 2011. – № 2. – С. 53–59.
4. *Воропаев П.В.* Программная реализация оценки уровня сейсмичности по методике СОУС'09 // Материалы X региональной молодежной научной конференции. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. – С. 101–113.
5. *Сенюков С.Л., Дроздина С.Я., Нуждина И.Н., Гарбузова В.Т., Кожевникова Т.Ю.* Исследования активности вулкана Ключевской дистанционными методами с 01.01.2001 г. по 31.07.2005 г. // Вулканология и сейсмология. – 2009. – № 3. – С. 50–59.
6. *Федотов С.А., Жаринов Н.А.* Об извержениях, деформациях, сейсмичности Ключевского вулкана (Камчатка) в 1986–2005 гг. и механизме его деятельности // Вулканология и сейсмология. – 2007. – № 2. – С. 3–31.
7. *Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И.* Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об ее извержениях, землетрясениях, деформациях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. – 2010. – № 1. – С. 3–35.
8. *Кобзарь А.И.* Прикладная математическая статистика. Для инженеров и научных работников. – М.: ФИЗМАТЛИТ, 2006. – 816 с.

## АНАЛИЗ МИГРАЦИИ ОЧАГОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Р.А. Магомедов

*Институт геологии ДНЦ РАН, г. Махачкала*

**Аннотация.** Проведен анализ миграции очагов сильных землетрясений и современной сейсмичности территории Восточного Кавказа.

**Abstract.** The analysis of migration of strong earthquakes centers and modern seismicity of the Eastern Caucasus territory was carried out.

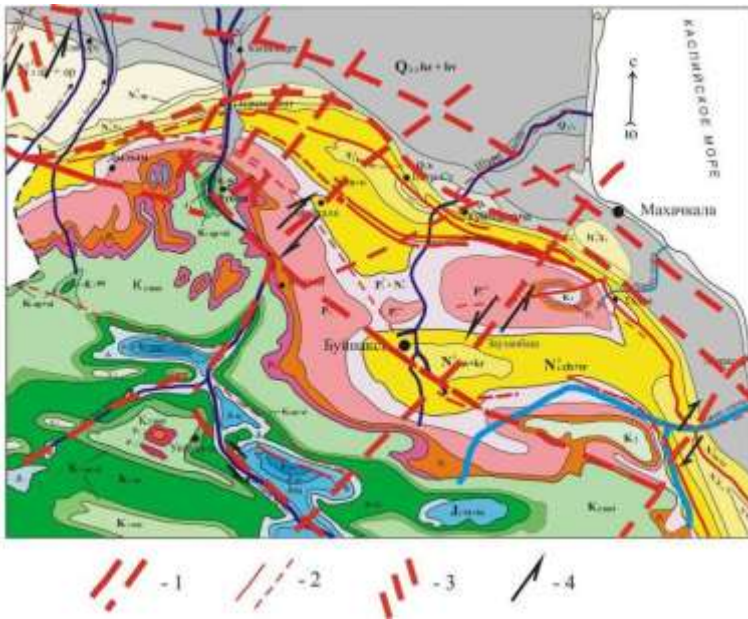
Анализ миграции очагов сильных землетрясений и дизъюнктивной тектоники позволяет оценить в первом приближении напряженность и направленность сейсмо-тектонических и геодинамических процессов в регионе. Как известно, «сейсмическую погоду» определяют сильные землетрясения. Для Восточного Кавказа нами проведен анализ каталогов землетрясений Дагестанского филиала ГС РАН [1–3] с магнитудами  $M \geq 5$  за период с 1960 по 2012 г. на предмет выявления миграции сильных землетрясений и пространственной локализации их очагов с целью оценки современной напряженности и направленности геотектонических процессов в регионе. За указанный период на территории Восточного Кавказа произошло 147 сильных землетрясений с  $M \geq 5$  (табл. 1).

**Таблица 1. Распределение землетрясений по магнитудам**

Магнитуда	Количество землетрясений
4 (3.8–4.4)	579
5 (4.5–5.4)	133
6 (5.5–6.4)	13
7 (6.5–7.4)	1
$\Sigma$	726

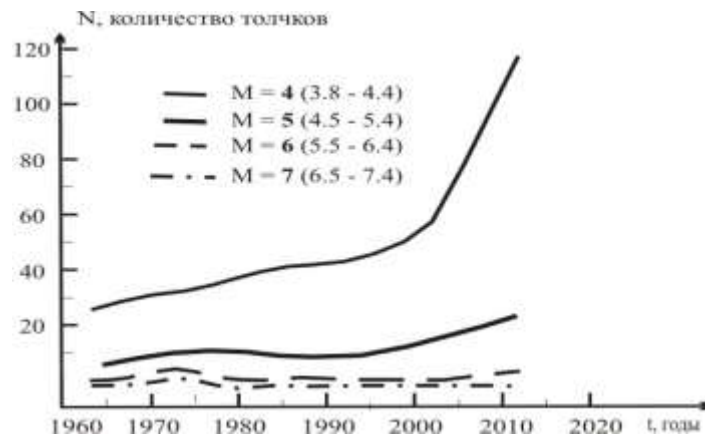
Дизъюнктивная тектоника Восточного Кавказа изучена достаточно хорошо [4–15]. По геолого-геофизическим данным здесь выделяются несколько субмеридиональных разломов глубокого заложения, которые, пересекаясь с разломами субширотного простирания, дробят фундамент Восточного Кавказа на серию блоков (рис. 1).

В современную эпоху территория Восточного Кавказа, в частности область Дагестанского выступа (ДВ), характеризуется повышенной сейсмической активностью. В течение последних 30–40 лет здесь зарегистрировано много сильных землетрясений, в том числе: Дагестанское 14.05.1970 г. (8–9 баллов), Салатауское 23.12.1974 г. (7 баллов), Буйнакское 09.01.1975 г. (8 баллов), Кумторкалинские землетрясения 31.01.1999 г. (7 баллов), 21.02.1999 г., 14.04.1999 г. и др. С 1999–2000 гг. отмечается тенденция увеличения глубины гипоцентров землетрясений в регионе. При анализе каталогов землетрясений [1–3] выяснилось, что за последние 10–12 лет наблюдался и резкий рост землетрясений с  $M=4$ , что, вполне возможно, является форшоковой активностью более сильного будущего землетрясения. Все это согласуется с выводом о росте сейсмической активности за последние 30–40 лет (рис. 2).



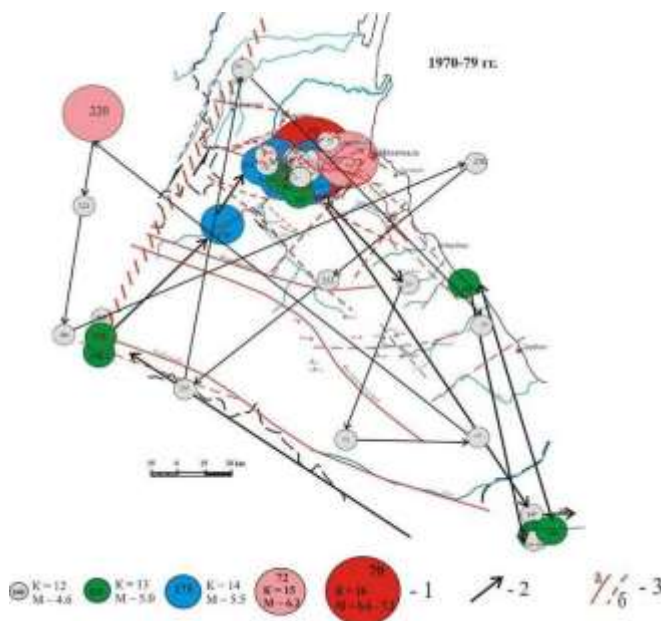
**Рис. 1.** Фрагмент геологической карты Восточного Кавказа с сеткой глубинных разломов и разрывных нарушений в осадочном чехле:

- 1 – глубинные разломы (достоверные и предполагаемые);
- 2 – разрывные нарушения в осадочном чехле (достоверные и предполагаемые);
- 3 – фрагмент Аграхано-Тбилиско-Левантйской левосдвиговой зоны I-го порядка;
- 4 – направления смещения блоков



**Рис. 2.** Изменение количества землетрясений во времени

Анализ построенных карт эпицентров землетрясений (рис. 3, здесь приведена одна из шести карт) свидетельствует о значительной дифференциации сейсмической активности по площади.



**Рис. 3.** Карта эпицентров землетрясений с путями их миграции: 1 – эпицентры землетрясений с порядковыми номерами и энергетической характеристикой; 2 – направление миграции эпицентров землетрясений; 3 – глубинные разломы и разрывные нарушения в осадочном чехле (а – достоверные, б – предполагаемые)



Сопоставляя схемы распределения эпицентров землетрясений и дизъюнктивной тектоники, легко заметить связь наиболее активных в сейсмическом отношении зон с зонами продольных и поперечных глубинных разломов, и в особенности с узлами их пересечения. Так, полоса высокой сейсмической активности тянется примерно вдоль Дагестанского поперечного поднятия и осложняющих его разломов. Высокосейсмичный район к западу от Махачкалы приурочен к вершине поперечного поднятия ДВ и одновременно к вероятному продолжению Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны. Эта зона современной сейсмической активности. Она приурочена к зоне сочленения Сулакского выступа с Капчугайским грабеном по Чиркей-Экибулакскому глубинному разлому. Здесь имеет место чередование циклов сейсмической активности и спада продолжительностью около 10 лет: 1960–1969 гг. – спад активности, 1970–1979 гг. – повышение, 1980–1990 гг. – спад, 1991–2001 гг. – повышение, 2002–2010 гг. – спад, 2011–2020 гг. – ожидается повышение сейсмической активности.

Анализ пространственного распределения и миграции эпицентров землетрясений показывает, что, помимо отмеченной современной высокосейсмичной зоны, в северо-восточном сегменте Восточного Кавказа имеются еще четыре сейсмоактивные зоны: Дербентская, Кубачи-Дейбук-Харбук-Уркарахская, Аргун-Гудермес-Хасавюртовская и Лагодехи-Белоканы-Закаталинская. Сейсмические циклы в этих зонах имеют другую периодичность и продолжительность. Например, по палеосейсмическим данным, в историческом прошлом (1620-е гг.) в Кубачи-Дейбук-Харбук-Уркарахской зоне произошли сейсмические события с  $M=5$  и выше. В последующий период, вплоть до настоящего времени, эта зона представляет собой зону сейсмического затишья. Потенциально новой очаговой зоной землетрясений является место сочленения Талгинского выдвинутого блока с Капчугайским грабеном и Губденским блоком.

Возникновение очагов землетрясений в регионе является следствием накопления тектонических напряжений, возникающих как вдоль основных разломов (Пшекиш-Тырныаузский, Срединный, Черногорский и др.), так и сдвигов внутри самих блоков вдоль поперечных разломов (Чиркей-Экибулакский, Искандерон-Махачкалинский, Губденский, западный Аграхано-Тбилиско-Левантийский I-го порядка и др.), источником энергии которых является внутренняя энергия Земли и ее ротационно-пульсационный режим как планеты.

Для лучшего понимания механизма тектогенеза сделаем небольшой экскурс в теорию исследований этой проблемы. Это поможет увидеть проблему тектогенеза региона лучше и в связи с глобальными геодинамическими процессами.

Данные, полученные в [16, 17], показывают, что пространственно-временная структура миграции землетрясений в тектонических поясах имеет планетарную природу и указывает на существование прямой связи между сейсмическим процессом, с одной стороны, и мантийной конвекцией – с другой. Такой результат, с точки зрения тектоники плит, очевидно, равносителен выводу о том, что волны миграции сейсмичности имеют тектоническую природу вследствие подъема наверх огромных масс сильно нагретого мантийного вещества. Большая часть этого вещества не доходит до поверхности земной коры, а внедряется в литосферу, что и является, вероятно, главной причиной роста тектонических напряжений. В условиях достаточно быстро вращающейся Земли движение магматического вещества от места его подъема к поверхности вследствие действия силы Кориолиса должно иметь вихревой характер. Поскольку Восточный Кавказ располагается к северу от экватора, предполагается, что в его пределах могла возникнуть вихревая структура с вращением против часовой стрелки. Поступательное движение сильно нагретого мантийного вещества вдоль поверхности вращающейся планеты имеет ротационную составляющую. Изменение режима вращения планеты неизбежно приводит к накоплению в ее относительно упругой части – литосфере – значительных напряжений.

При этом специфика напряжений, возникающих при неравномерном вращении планеты, определяется тем, что земная кора неоднородна и большое количество слагающих ее относительно однородных блоков по разделяющим их границам (глубинным разломам) слабо сцеплены между собою. Как известно, литосферные плиты, как панцирь покрывающие планету, поворачиваются друг относительно друга, что и находит свое отражение в процессах, протекающих в районах сейсмических поясов Земли. Любое изменение режима вращения планеты, вероятно, должно приводить к тому, что относительно однородные блоки будут стремиться повернуться друг относительно друга.

Таким образом, миграция очагов землетрясений в свете изложенных теоретических положений – результат и реакция геологической среды (земной коры) на современные геодинамические процессы. Для каждого региона средняя скорость миграции очагов своя, отличающаяся от других регионов в зависимости от конкретных геотектонических и геодинамических условий. Очаги сильнейших землетрясений вдоль северо-западной окраины Тихого океана мигрируют со скоростью около  $250 \pm 30$  км/год [18].

Для каждой траектории движения эпицентров землетрясений региона Восточного Кавказа определялось значение скорости  $V$ , численно равное отношению длины прямолинейного отрезка, соединяющего эпицентры соседних по времени землетрясений каталога к интервалу времени между ними. Нам удалось установить, что очаги сильных землетрясений ( $M \geq 5$ ) Восточного Кавказа мигрируют вдоль субширотного направления со средней скоростью 581 км/год, а вдоль субмеридионального – со скоростью 604 км/год (табл. 2).

**Таблица 2. Средние значения скоростей миграции очагов землетрясений**

Годы	$V_{\text{ср.}}, \text{ км/год}$	
	Субкавказское направление	Поперечное направление к субкавказскому
1960–1969	622	169
1970–1979	416	368
1980–1990	914	854
1991–2001	165	891
2002–2010	436	412
2011–2012	934	929
Среднее значение	581	604

Проведенные исследования позволили сделать вывод о существовании общих региональных закономерностей миграции очагов землетрясений и зон разрядки тектонических напряжений, а также об однородности их физической природы. Исследования позволили проанализировать геотектонический режим и выявить направленность сеймотектонических процессов в регионе.

### **Выводы**

1. Современная очаговая зона землетрясений приурочена к зоне сочленения Сулакского выступа с Капчугайским грабеном. Потенциально новой очаговой зоной землетрясений является место сочленения Талгинского выдвинутого блока с Капчугайским грабеном и Губденским блоком. При изменении геодинамической обстановки в сопредельных территориях или при прохождении очередной тектонической волны эти блоки могут «сработать» первыми.

2. За последние 10–12 лет наблюдается резкий рост землетрясений с  $M=4$  и увеличение глубин гипоцентров, что, вероятно, является форшоковой активностью более сильного будущего землетрясения. Это согласуется с выводом о росте сейсмической активности за последние 30–40 лет.

3. Средняя скорость миграции очагов землетрясений по территории Восточного Кавказа составляет около 500–600 км/год.

4. Чередование циклов активности и спада современной высокосейсмичной зоны в северо-восточном сегменте Восточного Кавказа составляет около 10 лет. В 2011–2020 гг. здесь ожидается повышение сейсмической активности.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Общий каталог землетрясений на территории Дагестана*. Макросейсмические и инструментальные данные о землетрясениях за период VII в.н.э. до 2006 года / Отв. ред. Р.А. Левкович. – Махачкала: Эпоха, 2008.
2. *Комплексный мониторинг сейсмогеодинамических процессов Восточного Предкавказья и акватории Среднего Каспия* / Отв. сост. М.Г. Даниялов. Отчеты о работе ДФ ГС РАН за 2007–2011 гг. – Обнинск: Фонды ГС РАН, 2008–2012.
3. *Непрерывный сейсмологический, геофизический и геодинамический мониторинг на глобальном, федеральном и региональном уровнях, совершенствование и развитие его методов и средств*. Заключительный отчет о научно-исследовательской работе за 2012 год / Рук. чл.-корр. РАН А.А. Маловичко. Ч. 3. Результаты непрерывного регионального сейсмологического, геофизического, геодинамического и геохимического мониторинга в сейсмоактивных районах Российской Федерации. – Обнинск: Фонды ГС РАН, 2013.
4. *Буторин Г.Д., Галин В.Л.* Тектоника передовой складчатой зоны Дагестанского выступа в связи с поисками залежей нефти и газа // Советская геология. – 1972. – № 9.
5. *Короновский Н.В.* Аграхан-Тбилиско-Левантийская левосдвиговая зона – важная структура Кавказского региона // ДАН. – 1994. – Т. 337, № 1.
6. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. – М., 1968. – 484 с.
7. *Шатский Н.С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Северный Дагестан) // Труды Государственного исследовательского нефтяного института. – 1929. – Вып. 4.
8. *Ананьин И.В.* Сейсмичность Северного Кавказа. – М.: Наука, 1977. – 148 с.
9. *Касьянова Н.А., Абрамова М.А., Гайрабеков И.Г.* О горизонтальных деформациях Восточного Кавказа на основе высокоточных геодезических измерений // Геотектоника. – 1995. – № 2. – С. 86–90.
10. *Кириллова И.В.* О периодичности разрушительных землетрясений Кавказа и Турции // Доклады АН СССР. – 1957. – Т. 115, № 4. – С. 771–773.
11. *Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Вариации скорости вращения Земли и геодинамические процессы в Центральной Азии // ДАН. – 1997. – Т. 353, № 3. – С. 386–389.
12. *Криволицкий Н.В.* Тектонические характеристики области Известнякового Дагестана // Труды ВНИГРИ. – 1954. – № 4.
13. *Магомедов Р.А.* Геодинамический режим области Дагестанского клина в альпийском цикле развития Восточного Кавказа // Мониторинг и прогнозирование природных катастроф. Труды ИГ ДНЦ РАН. – Вып. 56. – С. 66–80.
14. *Маламуд А.С., Николаевский В.Н.* Циклы землетрясений и тектонические волны. – Душанбе: Дониш, 1989. – 140 с.
15. *Талалаев В.Д.* Важнейшие особенности альпийской складчатости Северо-Восточного Кавказа // Труды Сев. Кав. НИПИнефть. – Грозный, 1977. – Вып. 12, ч. 1.
16. *Жадин В.В.* Пространственно-временные связи сильных землетрясений // Физика Земли. – 1984. – № 1. – С. 34–38.
17. *Андронов И.В., Жадин В.В., Поташников И.А.* Пространственно-временная структура миграции землетрясений и сейсмические пояса // Доклады АН СССР. – 1989. – Т. 306, № 6. – С. 1339–1342.
18. *Викулин А.В.* Физика волнового сейсмического процесса // Природа. – 1992. – № 7. – С. 11–19.

# ДВУХУРОВНЕВЫЕ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ОБНИНСКОГО ПОЛИГОНА ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ РАН

<sup>1</sup>А.А. Маловичко, <sup>2</sup>М.С. Пятунин  
<sup>1</sup>ГС РАН, г. Обнинск  
<sup>2</sup>ГС РАН, г. Пермь

**Аннотация.** Изложены результаты работ по проведению микросейсмических наблюдений на территории полигона в г. Обнинске. Исследованы особенности изменения спектрального состава микросейсмических шумов при сопоставлении измерений на земной поверхности и в исследовательской штольне.

**Abstract.** The results of microseismic observations on the territory of Obninsk test site are presented. The features of the changes in the spectral decomposition of microseismic noise by comparing measurements on the Earth's surface and in the research tunnel are investigated.

В апреле 2013 г. на территории полигона Геофизической службы РАН (ГС РАН) в г. Обнинске была проведена серия экспериментов, направленных на изучение частотного состава поля микросейсмических шумов, зарегистрированных как на земной поверхности, так и во внутренних точках среды. Учет особенностей изменения спектрального состава и интенсивности сейсмических колебаний с глубиной имеет важное значение для оценки уровня реальной сейсмической опасности для проектируемых подземных сооружений [1]. Такие задачи особенно актуальны при проведении сейсмического микрорайонирования в пределах горных участков сейсмоактивных регионов, где планируется прокладка подземных тоннелей.

Эксперименты на территории Обнинского полигона проводились в два этапа. На первом этапе были проведены одновременные микросейсмические измерения на земной поверхности и в подземной исследовательской штольне. На втором этапе выполнялись только наземные измерения, но с использованием площадной сейсмической группы. Сопоставление результатов, полученных в результате обработки разных наборов данных, позволило выявить систематические изменения в спектральном составе сейсмических колебаний с глубиной в условиях полигона.

## **Одновременные микросейсмические измерения на земной поверхности и в подземной штольне**

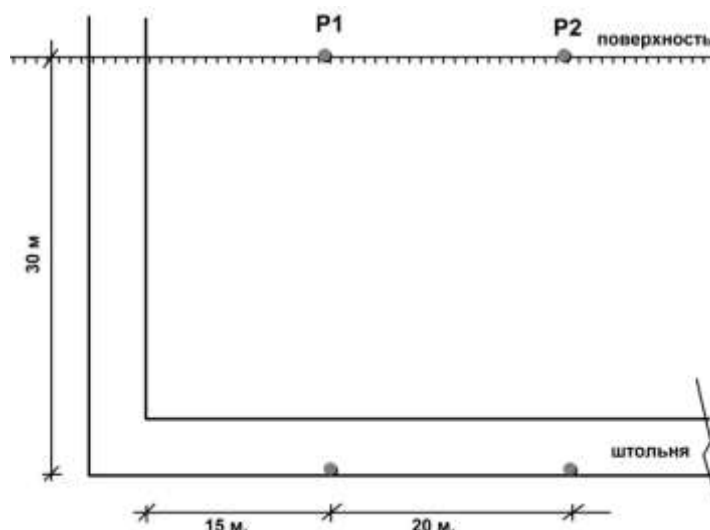
Одновременные измерения проводились в двух парах пунктов наблюдений (Р1 и Р2), два из которых располагались на земной поверхности, а два – в подземной штольне. По горизонтали пункты были разнесены на расстояние 20 м (рис. 1 и 2). По вертикали сопряженные пункты были расположены друг под другом и разделены толщей осадочных пород в 30 м (глубина залегания штольни).

Регистрация микросейсмических колебаний выполнялась четырьмя широкополосными сейсмометрами CMG-бTD фирмы GURALP. Амплитудно-частотные характеристики сейсмометров имеют столообразную форму в диапазоне частот 0.033–30 Гц, что полностью обеспечивало необходимые потребности измерения основных характеристик сейсмических колебаний.

Для последующего спектрального анализа были выбраны данные одновременной шестичасовой регистрации. Временные интервалы, содержащие интенсивные техногенные помехи (транспортные и др.) были исключены из обработки.



**Рис. 1.** Расположение пунктов измерений на территории Обнинского полигона. P1 и P2 – сопряженные по вертикали пункты регистрации на поверхности и в штольне; S1–S7 – пункты площадной сейсмической группы

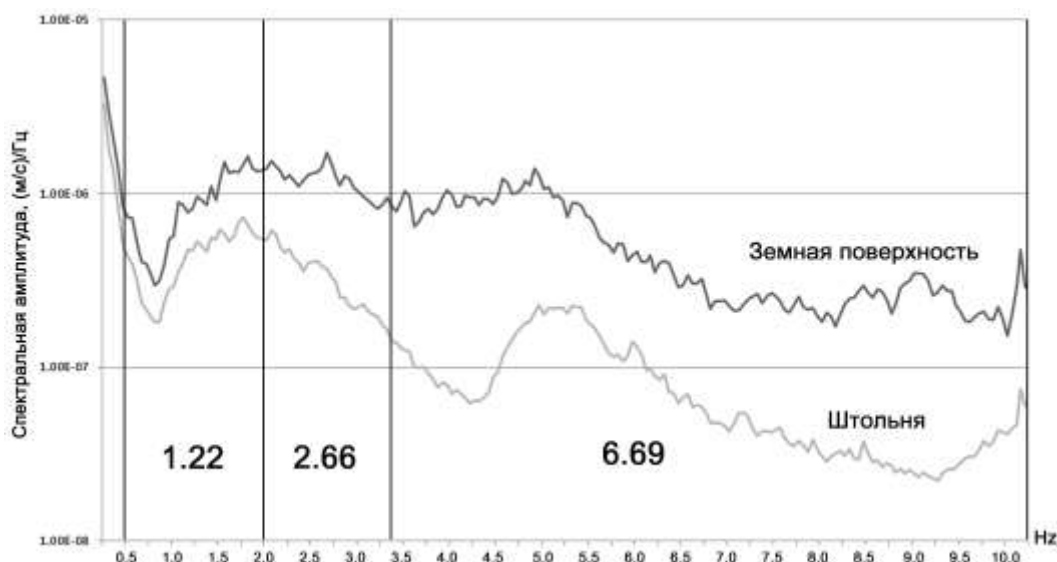


**Рис. 2.** Схема размещения сейсмометров в штольне и на поверхности

На рис. 3 представлены результаты расчетов амплитудных спектров для скоростей смещений горизонтальных компонент EW, зарегистрированных на земной поверхности и в штольне для сопряженного пункта P1. Видно, что в штольне уровень сейсмических шумов для всего частотного диапазона (от 0.5 до 10 Гц) существенно ниже. При этом с увеличением частоты степень различия уровней сейсмических колебаний имеет тенденцию к возрастанию.

Для большей наглядности на рис. 3 приведены значения отношений  $A_{\text{пов}}/A_{\text{шт}}$ , рассчитанные для трех частотных диапазонов – 0.5–2.0, 2.0–3.3 и 3.3–10 Гц, которые широко используются в практике сейсмического микрорайонирования [2].

Если в низкочастотном диапазоне (0.5–2.0 Гц) спектральные амплитуды отличаются незначительно, то в среднечастотном и высокочастотном диапазонах отличия достигают значительных величин, при этом значения отношений  $A_{\text{пов}}/A_{\text{шт}}$  составляют, соответственно, 2.68 и 5.84.



**Рис. 3. Сравнение амплитудных спектров для горизонтальной компоненты EW, полученных при измерениях для сопряженного пункта P1 в штольне и на земной поверхности**

В табл. 1 приведены результаты расчетов соотношений спектральных амплитуд для всех компонент и для всех точек измерений. Отметим, что для горизонтальных компонент в целом наблюдается более высокий уровень отношений  $A_{\text{пов}}/A_{\text{шт}}$ , по сравнению с вертикальной компонентой. Средние значения для горизонтальных компонент  $A_{\text{пов}}/A_{\text{шт(EW+NS)/2}}$  для обеих сопряженных точек достаточно хорошо совпадают, отличия не превышают 8%.

**Таблица 1. Отношения спектральных амплитуд скоростей смещений  $A_{\text{пов}}/A_{\text{шт}}$  для сопряженных пунктов наблюдений**

Частотные диапазоны, Гц	P1				P2			
	Z	EW	NS	(EW+NS)/2	Z	EW	NS	(EW+NS)/2
0.5–2.0	1.23	1.22	1.25	1.24	1.02	1.24	1.20	1.22
2.0–3.3	2.71	2.66	2.69	2.68	2.08	2.47	2.52	2.49
3.3–10	4.75	6.69	4.98	5.84	4.66	5.87	5.82	5.85

### Площадные поверхностные измерения

На втором этапе исследований решалась задача оценки отношения спектральных амплитуд на земной поверхности и на глубине с использованием только наблюдений на поверхности.

Для решения этой задачи был привлечен метод сейсмических жесткостей, который широко применяется при работах по сейсмическому микрорайонированию. Оценка приращений балльности (изменения интенсивности сейсмических колебаний) по методу сейсмических жесткостей производится на основе данных о скоростях распространения сейсмических волн и средних значениях плотности в верхней толще изучаемого и эталонного грунта [2]:

$$\Delta I = 1.67 \lg \frac{\bar{V}(p, s)_s \cdot \bar{\rho}_s}{\bar{V}(p, s)_i \cdot \bar{\rho}_i}, \quad (1)$$

где  $\bar{V}(p, s)_s$  и  $\bar{V}(p, s)_i$  – средневзвешенные значения скоростей распространения продольных или поперечных волн для расчетной толщи грунтов на эталонном и исследуемом участках;  $\bar{\rho}_s$  и  $\bar{\rho}_i$  – соответствующие эталонному и исследуемому участкам средневзвешенные значения плотностей грунтов для расчетной толщи.

Для разрезов, содержащих несколько слоев, характеризующихся резким различием значений скоростей, средняя скорость вычисляется по формуле:

$$\bar{V} = \frac{H}{\sum (h_i/V_i)}, \quad (2)$$

где  $H$  – мощность расчетной толщи,  $h_i$  – мощности слоев расчетной толщи,  $V_i$  – скорости упругой волны в каждом слое.

Средневзвешенная плотность слоистой среды может быть определена из плотности и мощности каждого слоя, входящего в расчетную толщу, по формуле:

$$\bar{\rho} = \frac{\sum h_i \rho_i}{H}. \quad (3)$$

Мощность верхней (расчетной) толщи грунтов, оказывающих наибольшее влияние на интенсивность сейсмических воздействий, наблюдаемых на дневной поверхности, принимается согласно [3] равной 10 или 20 м.

Аналогичная формула для оценки приращений балльности по средним спектральным амплитудам микросейсмических колебаний имеет вид:

$$\Delta I = k \lg \frac{A_i}{A_s}, \quad (4)$$

где  $A_i$  и  $A_s$  – спектральные амплитуды микросейсмических колебаний, соответственно, на исследуемом и эталонном грунте. Значение коэффициента  $k$  в формуле (4) согласно [2] рекомендуется принимать равным 3.3, но оно может быть откорректировано в соответствии с результатами специальных микросейсмических исследований на конкретном участке.

Комбинируя формулы (1) и (4), можно получить следующее соотношение:

$$\frac{A_i}{A_s} = \sqrt{\frac{\bar{V}(p,s)_s \cdot \bar{\rho}_s}{\bar{V}(p,s)_i \cdot \bar{\rho}_i}}, \quad (5)$$

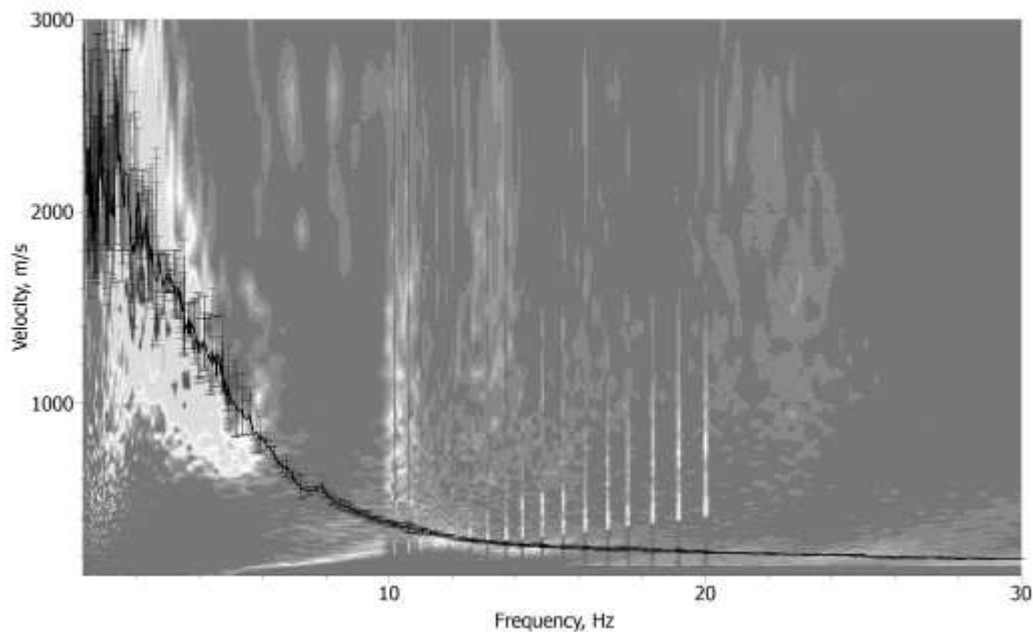
связывающее изменение интенсивности сейсмических колебаний и средних значений акустической жесткости.

Для определения скоростного строения верхней толщи грунтов на Обнинском полигоне были проведены специальные площадные сейсмологические наблюдения и последующая обработка полученных данных по методу спектрального анализа поверхностных волн (Spectral Analysis of Surface Waves – SASW) [4, 5].

Площадная сейсмическая группа состояла (см. рис. 1) из шести вертикальных датчиков GS-1, одного трехкомпонентного GS-3 (в центре), а также мобильного сейсмологического регистрирующего комплекса ИСК-4. Апертура группы составила 100 м. Регистрация микросейсмических колебаний осуществлялась в течение четырех часов.

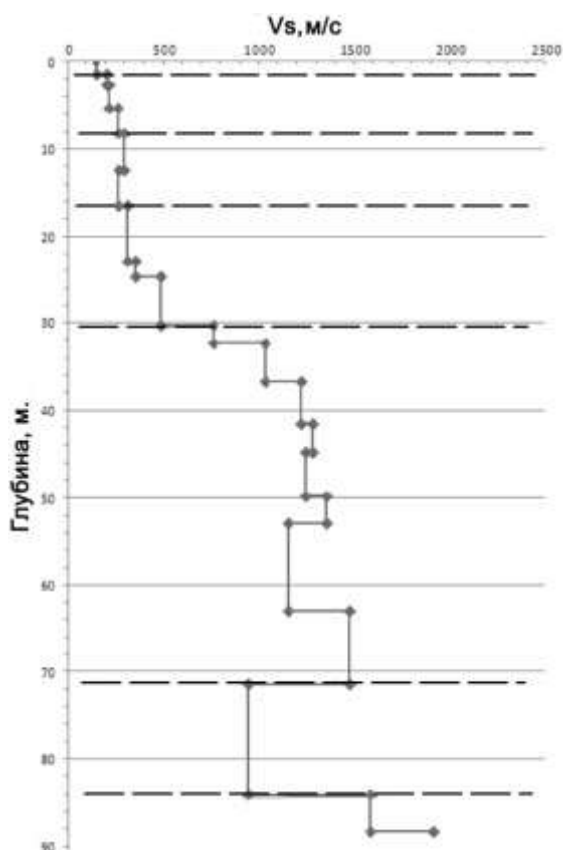
Параметры регистрирующей аппаратуры и конфигурация применяемой системы наблюдений обеспечили получение информации о спектральных характеристиках микросейсмических колебаний в диапазоне частот от 0.5 до 30 Гц и возможность определения их кинематических параметров. Для этого частота оцифровки сейсмических данных составила 500 Гц.

Обработка данных пассивных наблюдений была выполнена при помощи программного комплекса GEOPSY v.2.5.0 [6], разработанного учеными нескольких европейских университетов. В результате обработки, основанной на регулируемом направленном анализе микросейсмических данных, для частотного диапазона от 2.5 до 30 Гц была получена достаточно представительная дисперсионная кривая фазовой скорости поверхностной волны Релея (рис. 5).



**Рис. 5.** Дисперсионная кривая фазовой скорости волны Релея, полученная в результате обработки площадных наблюдений по методике SASW

Инверсия дисперсионной кривой в вертикальный скоростной разрез поперечных волн  $V_S$  была также выполнена с использованием комплекса GEOPSY. Среда аппроксимировалась одномерной моделью из набора однородных слоев с заданными мощностями  $h_i$  и скоростями поперечных волн  $V_{Si}$ . Отметим, что скорость поперечных волн оказывает доминирующее влияние на вид дисперсионных кривых по сравнению со скоростью продольных волн  $V_P$  и плотностью  $\rho$  [4]. В результате инверсии был получен скоростной разрез поперечных волн до глубины 90 м (рис. 6). В разрезе можно

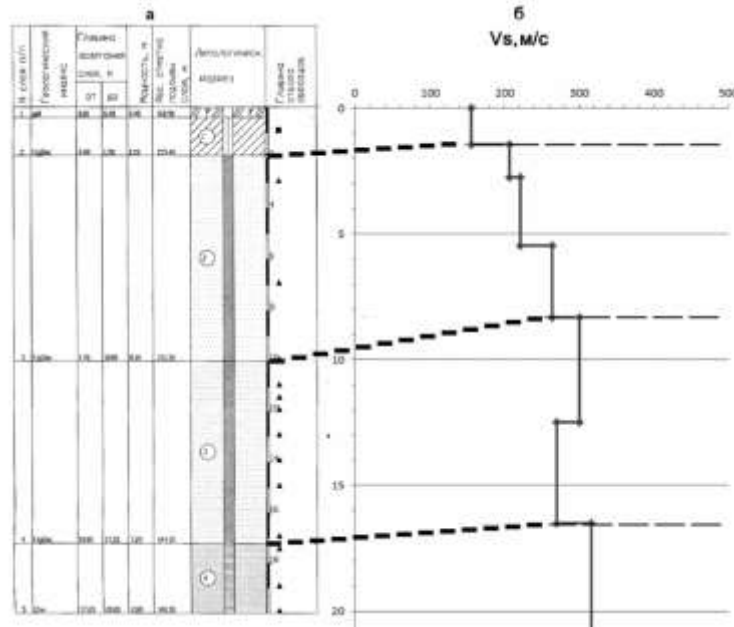


выделить до шести различных комплексов. Наиболее подробно расчленена самая верхняя часть разреза. В толще до 30 м можно условно выделить четыре различных комплекса.

**Рис. 6.** Скоростной разрез по результатам SASW. Пунктирными линиями показаны основные слои двумерной модели



Сравнение полученного скоростного разреза с данными бурения (рис. 7) показало удовлетворительное соответствие расчетных и фактических данных о литологическом строении разреза до глубины 20 м (глубина пробуренной скважины). По скоростному разрезу  $V_S$  хорошо отбивается почвенный слой, суглинки, а также пески различного состава.



**Рис. 7. Литологическая колонка скважины, пробуренной до глубины 20 м (а) и скоростной разрез по результатам SASW (б):**  
 1 – почвенный слой, 2 – суглинки тугопластичные, 3 – пески средней крупности, 4 – пески мелкие, 5 – пески пылеватые

Результаты определения скоростного строения разреза приведены во втором и третьем столбцах табл. 2. Приведены также результаты расчета плотности пород с использованием корреляционного соотношения [4], которое удовлетворительно работает при значениях  $V_S < 400$  м/с:

$$\rho = 1.64 + 0.0008 V_S ,$$

где  $V_S$  – в м/с и  $\rho$  – в г/см<sup>3</sup>.

**Таблица 2. Параметры скоростного разреза поперечных волн для Обнинского полигона**

Глубина подошвы слоя $H, м$	Толщина слоя $h, м$	Скорость в слое $V_S, м/с$	Плотность, $\rho, г/см^3$
2.8	2.8	181	1.78
8.3	5.5	243	1.83
16.5	8.2	286	1.87
30.3	13.8	388	1.95
53.0	22.7	1193	2.40
70.0	17.0	947	
88.0	18.0	1696	

Приведенные в табл. 2 данные были использованы для расчета соотношения амплитуд  $A_{пов}/A_{шт}$  по методу сейсмических жесткостей.

В соответствии с рекомендациями РСН 60-86 [3] значения мощностей расчетной толщи  $H_p$  были приняты равными 10 и 20 м.

Результаты расчетов по формулам (2), (3) и (5) приведены в первых двух столбцах табл. 3.

**Таблица 3. Сравнение отношений амплитуд скоростей смещений  $A_{пов}/A_{шт}$ , полученных различными методами**

По методу сейсмических жесткостей		Отношения амплитуд $A_{пов}/A_{шт}$		
		По результатам двухуровневых измерений		
		низкочастотный 0.5–2 Гц	среднечастотный 2.0–3.3 Гц	высокочастотный 3.3–10 Гц
$H_p = 10 \text{ м}$	2.62	1.24	2.68	5.84
$H_p = 20 \text{ м}$	2.41			

Сопоставляя значения  $A_{пов}/A_{шт}$ , найденные различными методами, можно сделать вывод, что наиболее близкие результаты получены при сравнении отношений, рассчитанных по методу акустических жесткостей и вычисленных по результатам двухуровневых измерений в среднечастотном диапазоне 2.0–3.3 Гц. При этом значение мощности расчетной толщи в 10 м обеспечило получение более близкого отношения.

Следовательно, метод сейсмических жесткостей целесообразно использовать для получения оценок сейсмической интенсивности колебаний в диапазоне средних частот 2.0–3.3 Гц.

#### **Заключение**

В результате экспериментальных исследований на Обнинском полигоне установлены особенности изменения спектрального состава и интенсивности микросейсмических шумов при сопоставлении измерений на земной поверхности и в исследовательской штольне. Наиболее представительные результаты получены для среднечастотного диапазона 2.5–3.0 Гц. В этом диапазоне интенсивность сейсмических колебаний на глубине 30 м убывает примерно в 2.6 раза по сравнению с интенсивностью колебаний на земной поверхности.

Выполненные исследования показали, что оценки сейсмической интенсивности, получаемые по методу сейсмических жесткостей, целесообразно использовать только в диапазоне средних частот 2.0–3.3 Гц.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Маловичко А.А., Дягилев Р.А., Пятунин М.С. Разработка методики определения сейсмической интенсивности в массиве горных пород // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 175–179.
2. РСН 65-87. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Технические требования к производству работ. Введены 1998-01-01. – М.: Госстрой РСФСР, 1998. – 14 с.
3. РСН 60-86. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Нормы производства работ. Введены 1997-01-01. – М.: Госстрой РСФСР, 1997. – 17 с.
4. Malovichko A.A., Anderson N.L., Malovichko D.A., Shylakov D.Yu., Butirin P.G. Active-passive array surface wave inversion and comparison to bore-hole logs in Southeast Missouri // J. Env. Eng. Geoph. – 2005. – V. 10, N 3. – P. 243–250.
5. Маловичко Д.А. Восстановление скоростного разреза по поверхностным волнам // Материалы научной сессии Горного института УрО РАН по результатам НИР в 2001 году. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2002. – С. 33–37.
6. Wathelet M., Jongmans D., Ohrnberger M., Bonnefoy-Claudet S. Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over  $V_s$  inversion // J. of Seismology. – 2008. – V. 12. – P. 1–19.

# СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ВОСТОЧНОМ ФЛАНГЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

<sup>1</sup>В.И. Мельникова, <sup>1</sup>Л.П. Имаева, <sup>1</sup>В.С. Имаев, <sup>2,3</sup>Б.М. Козьмин, <sup>4</sup>Н.А. Гилёва

<sup>1</sup>*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

<sup>2</sup>*Якутский филиал ГС СО РАН, г. Якутск*

<sup>3</sup>*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск*

<sup>4</sup>*Байкальский филиал ГС СО РАН, г. Иркутск*

**Аннотация.** На основе представительной базы инструментальных сейсмологических данных и сеймотектонической информации выполнен анализ крупных сейсмических активизаций, образующих локальные скопления эпицентров землетрясений. Рассмотрены механизмы очагов и геодинамические условия возникновения сильных сейсмических событий.

**Abstract.** The analysis of the large seismic activity generating local clusters of the earthquakes epicenters has been carried out on the basis of the representative instrumental seismological data set and the seismotectonic data. The focal mechanisms and the geodynamic conditions of the large earthquakes occurring have been considered.

## Введение

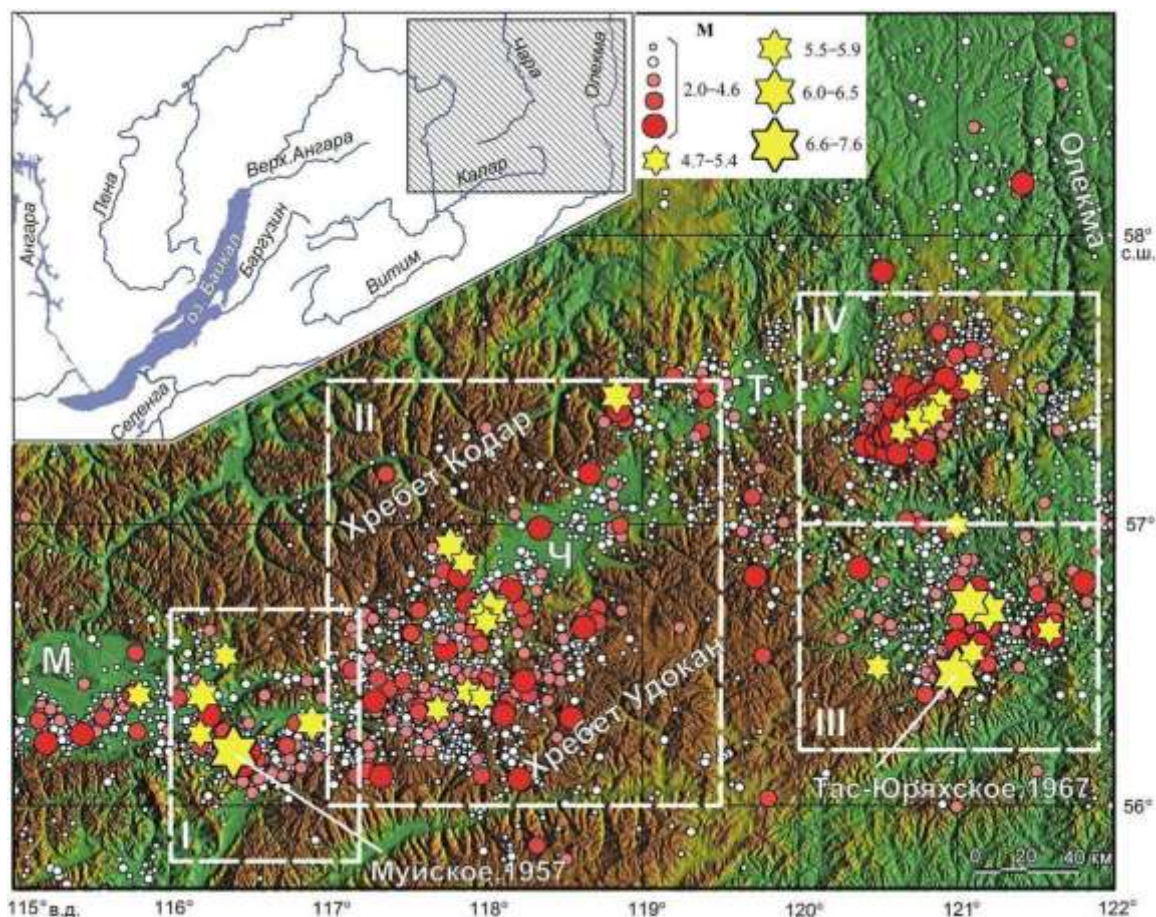
Территория восточного фланга Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) в пределах координат, указанных на рис. 1, относится к одному из ее активных сегментов. В период инструментальных наблюдений здесь зарегистрировано несколько крупных землетрясений, сопровождавшихся мощными сериями сейсмических толчков: Муйское 1957 г. ( $M=7.6$ ), Нюкжинское 1958 г. ( $M=6.5$ ), Олёкминское 1958 г. ( $M=6.4$ ), Тас-Юряхское 1967 г. ( $M=7.0$ ) [1–3]. Два из них – Муйское и Тас-Юряхское в XX столетии являются сильнейшими в Восточной Сибири.

Известно [4–6], что в региональном плане, в отличие от центральных частей БРЗ, рассматриваемый район находится в переходном деформационном режиме (от «рифтового» удлинения к «становому» сокращению земной коры), что, безусловно, связано с особенностями геодинамического развития и механизмом формирования морфотектонических структур.

Целью исследования является оценка сеймотектонических условий появления сильных сейсмических событий на востоке БРЗ на основе анализа представительной базы инструментальных сейсмологических и сеймотектонических данных.

## Сейсмичность

Высокая сейсмическая активность рассматриваемого сектора БРЗ подтверждается макросейсмическими данными о сильных землетрясениях исторического прошлого и сведениями о палеоземлетрясениях (возрастом в сотни и тысячи лет) [1, 7]. Все сейсмические события здесь происходят в пределах земной коры, в основном на глубинах 10–30 км [8, 9]. По уровню сейсмической активности и местоположению сильнейших землетрясений, зарегистрированных в инструментальный период наблюдений, в районе выделяется четыре эпицентральных поля: Муйское, Чарское, Олёкминское и Чару-одинское (рис. 1). Первые два объединяются Муйско-Чарской межвпадинной перемычкой, где сходятся главные зоны разломов: Северо-Муйского, Южно-Муйского, Кодарского и Удоканского. Именно здесь локализовался эпицентр Муйского землетрясения 1957 г. с  $M=7.6$  [2, 10], афтершоки которого продолжались более 10 лет [11].



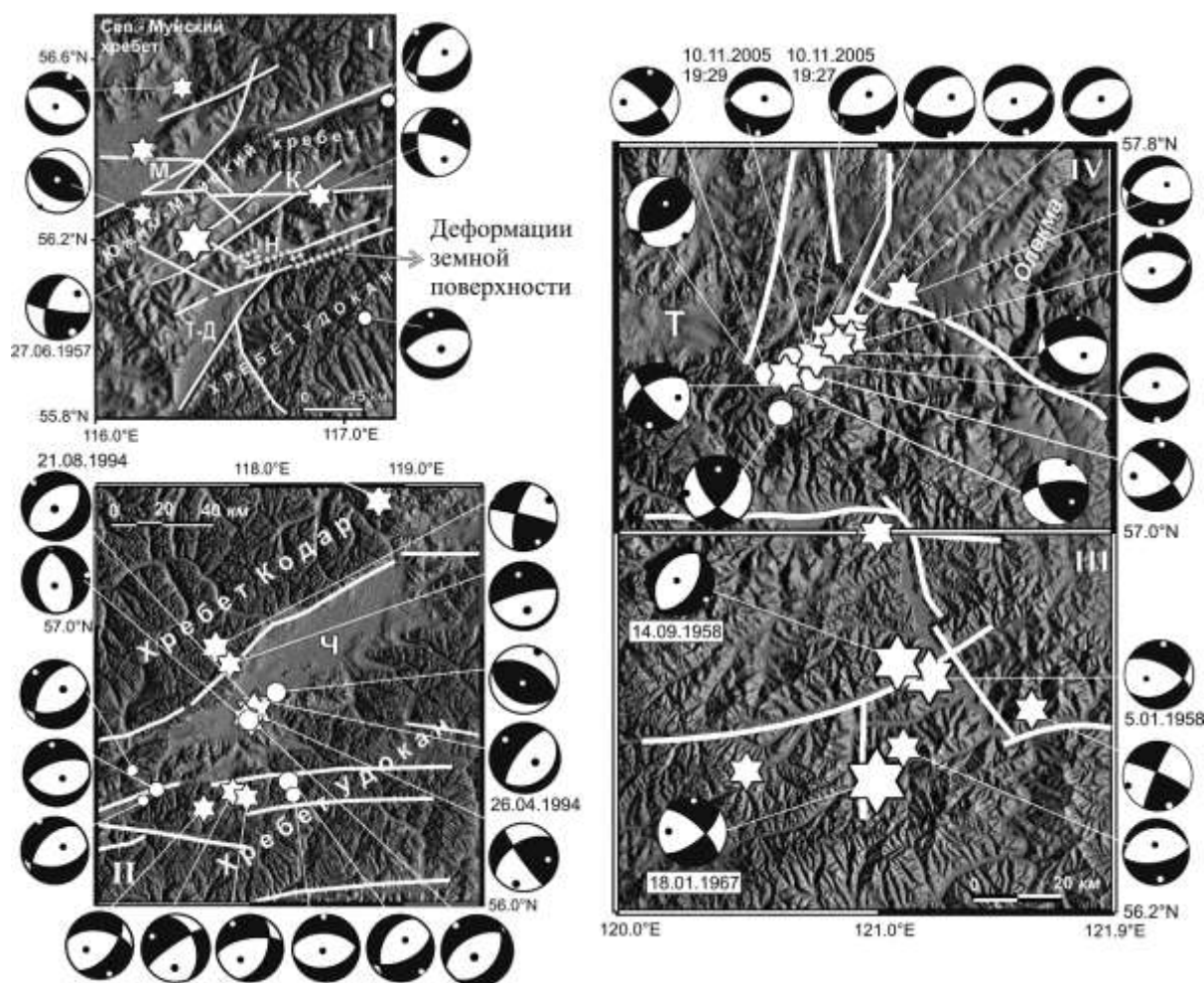
**Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений восточного фланга Байкальской рифтовой зоны за период 1957–2011 гг.**

В легенде показаны эпицентры землетрясений соответствующих магнитуд. Римскими цифрами обозначены эпицентральные поля: I – Муйское, II – Чарское, III – Олёкминское, IV – Чарудинское. Буквами обозначены рифтовые впадины: М – Муйская, Ч – Чарская, Т – Токкинская. На врезке показан район исследования

В целом в Муйско-Чарском районе выделяется три основных направления повышенной плотности эпицентров землетрясений – северо-восточное (рифтовое), субширотное (становое) и северо-западное, секущее поперек как хребты, так и впадины (рис. 1). Напряженно-деформированное состояние земной коры здесь характеризуется стабильной ориентацией осей напряжений растяжения в очагах – в большинстве случаев они близгоризонтальны и направлены на северо-запад (в северных румбах), при этом параметры осей сжатия и промежуточных (азимуты и углы погружения) отличаются большим разбросом (рис. 2, районы I и II). Механизм очага Муйского землетрясения имел исключительно сдвиговый характер, при этом в очаге присутствовала незначительная вертикальная сбросовая компонента подвижки [11].

Эпицентральному полю Олёкминской активизации приурочено к левобережью среднего течения р. Олёкмы. Как указано выше, максимальные магнитуды здесь имели Нюкжинское и Олёкминское землетрясения 1958 г. ( $M=6.5$  и  $M=6.4$ ), а также Тас-Юряхское землетрясение 1967 г. ( $M=7.0$ ) [2, 9]. Все эти события сопровождались продолжительными и многочисленными сериями афтершоков. В очагах Нюкжинского и Олёкминского землетрясений в плоскостях разрывов субширотного и северо-восточного простираний установлены сбросовые смещения, при этом горизонтальная ось растяжения имела близмеридиональную ориентацию, а ось сжатия – вертикальную.

Точно таким же направлением оси растяжения, но близгоризонтальным субширотным сжатием характеризовался и очаг Тас-Юряхского события, в котором, соответственно, в плоскостях разрывов северо-восточного и северо-западного простирания преобладали сдвиговые смещения (рис. 2, район III).



**Рис. 2.** Элементы новейшей структуры и эпицентры землетрясения с известными фокальными механизмами в районах Муйской (I), Чарской (II), Олёкминской (III) и Чаруодинской (IV) активизаций.

Кружками и звездами обозначены эпицентры землетрясений с  $M=2.8-7.6$ ; белыми линиями показаны основные разломы, активизированные в кайнозое. Стереогаммы фокальных механизмов приведены в проекции нижней полусферы (для наиболее сильных толчков указаны даты). Буквами обозначены кайнозойские впадины: М – Муйская, К – Кондинская, Т-Д – Таксима-Джиллиндинская, Н – Намаракитская, Ч – Чарская, Т – Токкинская

Чаруодинская активизация сформировалась из эпицентров землетрясений двух крупных последовательностей: Олдонгсинской (1997–2001 гг., магнитуда главного толчка в 1999 г.  $M=4.9$ ) [12], и Чаруодинской (2005–2012 гг., магнитуда главного толчка в 2005 г.  $M=5.7$ ) [3], произошедших к северу от Олёкминского поля, между левыми притоками р. Олёкмы – Олдонгсо и Хани (рис. 2, район IV). В целом за период 1997–2012 гг. сейсмическая активность Чаруодинской эпицентральной области имела импульсный характер, а общее число сейсмических событий превысило 7000.

Интересно отметить, что конфигурация общего эпицентрального поля активизации имела форму эллипса, длинная ось которого ориентирована в северо-восточном направлении. Плоскости разрывов подобного простирания наблюдались в большинстве очагов местных землетрясений с установленными фокальными механизмами.

Обратим внимание, что Олдонгсинская серия толчков реализовалась в сейсмо-тектоническом режиме сдвига, в то время как Чаруодинская – в режиме северо-западного субгоризонтального (рифтового) растяжения [3].

### **Сеймотектонические условия появления сильных землетрясений**

*Муйско-Чарский сектор БРЗ* (рис. 2, районы I и II) включает восточную часть Муйской и Чарскую рифтовые впадины с их горным обрамлением (Северо-Муйский и Южно-Муйский хребты, Кодарский горст и Удоканское поднятие). Главные морфоструктурные элементы здесь контролируются системами крупных глубинных разломов древнего заложения (Становой, Кодарской и др.). Отдельные участки этих разломов активизированы в кайнозой, при этом следы недавнего сейсмогенного обновления (сотни лет) нередко отмечаются в приразломных зонах у второстепенных (оперяющих) разрывов [1].

Из всех известных по сейсмостатистике землетрясений северо-восточного фланга БРЗ только Муйское событие 27.07.1957 г. сопровождалось видимыми деформациями земной поверхности [10, 11]. Сейсмогеологическое изучение его плейстоценовой области показало, что тектонические подвижки при землетрясении привели к вскрытию двух неоднократно активизированных в новейшее время параллельных субширотных (СВ 75°) разломов, ограничивающих Намаракитскую эмбриональную впадину с юга [11]. Комплексирование результатов геофизических, геологических и геодезических наблюдений позволило предположить, что при Муйском землетрясении произошло активное унаследованное погружение Намаракитской впадины по типу одностороннего грабена. Среди новейших структур рифтового желоба в процесс землетрясения, судя по полю афтершоков, была вовлечена не только Намаракитская впадина, но и сопряженный с ней односторонний грабен Намаракитского массива. В западной части впадины в подвижке могла участвовать и первая ступень поднятия хр. Удокан, заключенная между северным и южным (Намаракитским) разломами [11].

Эпицентральные области меньших по магнитуде, но достаточно сильных землетрясений ( $M_w=4.7-6.3$ ), произошедших в период инструментальных наблюдений в Чарском (Кодаро-Удоканском) районе, затронули три главные неотектонические структуры: Кодарский горст, Удоканское сводово-глыбовое поднятие и Чарскую впадину. Те из них, которые были локализованы в Чарской впадине, приурочены к приосевой части рифтовой зоны, почти ортогонально секущей структуры древнего докайнозойского фундамента. Здесь выделяется выведенный на поверхность блок архейских пород, ограниченный с запада и востока зонами глубинных разломов субмеридионального простиранья. В узлах сочленений и пересечений с ними новейших рифтовых структур северо-восточной и субширотной ориентаций, формирующих северный и южный борты Чарской впадины, локализованы рассмотренные землетрясения. Следует отметить, что с юго-запада к эпицентральной области сильных толчков предположительно подходят активизированные разломы, ограничивающие эмбриональную Верхнесюльбанскую впадину, а с юго-востока – разрывы северо-западного и субширотного простиранья, ограничивающие молодую Ингамакитскую впадину. В целом на рассматриваемой территории доминируют разломы северо-восточного (рифтового) простиранья [10].

*Олёкминское эпицентральное поле* в структурно-тектоническом плане попадает в зону контакта и взаимодействия сейсмогенерирующих структур восточного фланга Байкальской рифтовой зоны (Кодаро-Удоканский блок) и западного сегмента Олёкмо-Становой сеймотектонической зоны (Алдано-Становой блок). Основные морфоструктурные элементы здесь имеют субширотную и северо-восточную ориентировки, характерные для кайнозойских морфоструктур и новейших разломов Станового поднятия (рис. 2, район III). Другое, менее определяющее, направление морфотектоники этого региона – субмеридиональное. Участки пересечения структур главных направлений характеризуются повышенным уровнем сейсмической активности.

Олёкминское сейсмоактивное поле приурочено к Олёкминскому и Тас-Юряхскому блокам сжатия, образованным с запада Хани-Кудулинским, Имангрским, а с востока – системой левых сдвигов Станового разлома. В структурном плане он ограничен субдолготными кулисами Олёкмо-Нюкжинского разлома правосдвиговой кинематики, секущего вкрест простирания общий субширотный план Станового поднятия [6]. Весь комплекс активизированных разломов сдвиго-сбросовой и сбросовой кинематики, оконтуривающий Олёкминскую зону растяжения, проявляется в фокальных механизмах местных землетрясений [3, 6].

*Чаруодинское эпицентрально поле* (рис. 2, район IV) в сейсмотектоническом плане расположено в области контакта трех крупных геоструктур: северо-восточного окончания Байкальского рифта, юго-западной окраины Алданского щита и западного фланга Становой складчатой системы. По периметру оно ограничено разломами субширотного, субдолготного и восток-северо-восточного простираний, входящими в систему крупного разломного узла двух сопряженных глубинных зон: Чаро-Темулякитской и Хани-Кудулинской [3, 13]. Тектоническая позиция Олдонгсинской и Чаруодинской активизаций определяет типы фокальных механизмов данных серий толчков. Первая из них формировалась под действием горизонтального сжатия, вектор которого ориентирован в широтном направлении, и горизонтального растяжения, действующего меридионально, вторая реализовалась в режиме субгоризонтального растяжения (рис. 2, район IV). В целом сейсмотектонические деформации на данной территории характеризуются переходным режимом (от сдвига к растяжению).

**В заключение** отметим, что появление на восточном фланге БРЗ сильных землетрясений связано с общим процессом деструкции земной коры, обусловленным в свою очередь взаимодействием крупных геоструктур: Байкальской рифтовой системы, Алданского щита Сибирской платформы и Становой складчатой области [5, 6, 9].

С определенной долей уверенности можно утверждать, что рифтогенное поле тектонических напряжений (с преобладанием деформаций удлинения и сдвига) существенно влияет на Муйско-Чарский район, контролируемый сложной и разветвленной сетью различных по возрасту и рангу разломов. Кинематика движений по имеющимся здесь разрывным нарушениям сложна и неоднородна, что в полной мере отражается в механизмах очагов землетрясений.

В транзитной области (район р. Олёкмы), в которой происходит наложение растягивающих и сжимающих усилий, наблюдается переход от «рифтового» удлинения к «становому» сокращению (сжатию) земной коры. Перераспределение напряжений здесь осуществляется в результате смещений вдоль разноориентированных крупных глубинных региональных и локальных разломов, что приводит к формированию сейсмических активизаций, характеризующихся локальными полями напряжений сдвигового или сбросового типов.

Таким образом, сильные землетрясения в определенной степени характеризуют энергетический потенциал неотектонических структур и отражают процессы современного сейсмотектонического деформирования литосферы. Они играют важнейшую роль в оценке сейсмической опасности сейсмоактивных территорий, помогая изучать текущее состояние земных недр.

**Работа выполнена при финансовой поддержке междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 111 и программы Президиума РАН № 4.1.**

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы* / Отв. ред. В.П. Солоненко. – Новосибирск: Наука, СО, 1977. – 303 с.
2. *Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР*. – М.: Наука, 1977. – 536 с.
3. *Имаева Л.П., Мельникова В.И., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Мельников А.И., Гриб Н.Н.* Эволюция сеймотектонических процессов северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2012. – 232 с.
4. *Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.* Параметры сеймотектонических деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным // ДАН. – 2007. – Т. 416, № 4. – С. 1–3.
5. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сеймотектоника Якутии. – М.: Геос, 2000. – 227 с.
6. *Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С.* Сеймотектоническая позиция западного фланга Олёкмо-Становой зоны (Южная Якутия) // Отечественная геология. – 2007. – № 5. – С. 114–117.
7. *Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семёнов Р.М., Имаев В.С.* Палеосейсмичность Прибайкалья // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2009. – Т. 36, № 1. – С. 7–22.
8. *Голенецкий С.И.* Сейсмичность Прибайкалья – история ее изучения и некоторые итоги // Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. – М.: Наука, 1977. – С. 3–42.
9. *Козьмин Б.М.* Сильные землетрясения Якутии (макросейсмические и инструментальные данные за 1851–1974 гг.) // Сейсмическое районирование Якутии и сопредельных территорий. – Якутск, 1975. – С. 5–19.
10. *Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья* / Отв. ред. В.П. Солоненко. – М.: Наука, 1966. – 224 с.
11. *Курушин Р.А., Мельникова В.И.* Деструкция земной коры при Муйском землетрясении 1957 г. ( $MLH=7.6$ ) // ДАН. – 2008. – Т. 421, № 5. – С. 1–4.
12. *Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Татомир Н.В.* Олдонгсинский рой землетрясений 1997–2002 гг. на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов. Т. 2. – Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2004. – С. 193–196.
13. *Имаева Л.П., Мельникова В.И., Имаев В.С.* Сеймотектоническая деструкция земной коры северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны // ДАН. – 2012. – Т. 443, № 4. – С. 492–494.



# ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ БД «МАКРОСЕЙСМИКА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ» ПРИ АНАЛИЗЕ ПРОЯВЛЕНИЙ ШУРАБ-КАРАВШИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 8 ЯНВАРЯ 2007 Г. ( $M_w=6.0$ , $I_0=7-8$ )

Р.С. Михайлова, В.И. Левина  
ГС РАН, г. Обнинск

**Аннотация.** Обсуждаются проблемы заполнения БД «Макросейсмика Северной Евразии» региональными данными об ощутимых в 2007 г. землетрясениях. Дается пример использования данных при анализе проявлений сильного Шураб-Каравшинского землетрясения, произошедшего 8 января 2007 г. ( $M_w=6.0$ ,  $I_0=7-8$ ) на границе двух стран – Кыргызстана и Таджикистана.

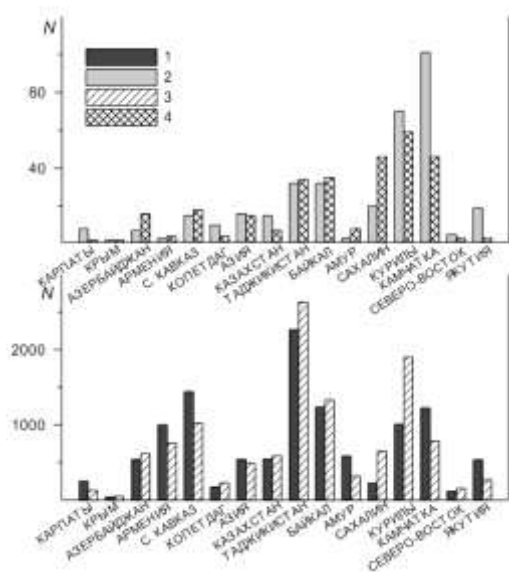
**Abstract.** The problems of filling of data base "Macro seismic data of Northern Eurasia" by regional data on notable earthquakes in 2007 are discussed. The example of use of data is given in the analysis of shakes from the strong Shurab-Karavshin earthquake which has occurred on January 8, 2007 ( $M_w=6.0$ ,  $I_0=7-8$ ), on border of two country – Kyrgyzstan and Tajikistan.

Методические основы сбора и комплектации разрозненных макросейсмических данных, разработанные на примере Северного Кавказа за 1992–2008 гг. [1, 2], были использованы при разработке структуры и содержания Банка макросейсмических данных ГС РАН [3]. Началом реализации этого проекта явились макросейсмические данные из всех регионов Северной Евразии, присланные для публикации в ежегоднике «Землетрясения Северной Евразии, 2006 год» [4]. И в дальнейшем банк данных «Макросейсмика Северной Евразии» будет формироваться и пополняться по материалам каталогов, публикуемых в ежегодниках «Землетрясения Северной Евразии», хотя не исключается привлечение других материалов. Банк данных включает в себя региональные базы данных (БД), каждая из которых состоит из трех связанных между собой файлов, включающих основные параметры землетрясений, фиксируемые региональными сетями, сведения об интенсивности проявлений ощутимых землетрясений и координаты пунктов сбора макросейсмической информации [3]. Подробное описание форматов таблиц БД, их связей и наполнении дано в [5].

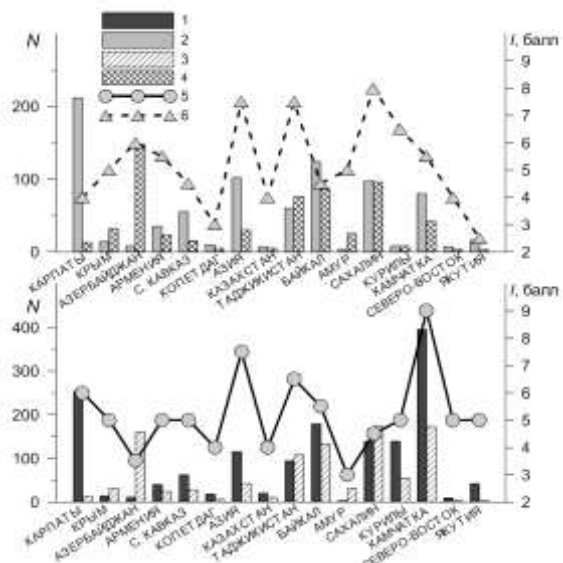
На первом этапе в БД были включены лишь регионы, в которых были отмечены ощутимые землетрясения. Однако впоследствии были добавлены файлы каталогов шести регионов, в которых в 2006 г. не было ощутимых землетрясений. В целом в 2006 г. число ощутимых землетрясений на территории Северной Евразии составило свыше 300, из них 18 – обследованных (с построением карт изосейст) [4]. Существующие базы были дополнены информацией за 2007 г., полученной в процессе подготовки к публикации ежегодника «Землетрясения Северной Евразии, 2007 год» [6]. В 2007 г. в банк добавлено свыше 13 тыс. землетрясений, из них 235 – ощутимых. В файлы макросейсмической информации добавлено около 1 тыс. новых ссылок, а в файл пунктов – свыше 400 новых пунктов.

Основные трудности формирования БД на этом этапе были связаны с разным написанием одних и тех же населенных пунктов (Турасу и Тура-Суу) или с разными координатами для одного и того же пункта как в соседних регионах, так и внутри одного и того же региона. Кроме того, координаты одного и того же населенного пункта в разные годы могут не совпадать.

Динамика пополнения региональных БД показана на рис. 1, 2.



**Рис. 1. Распределение всех и ощутимых землетрясений Северной Евразии в каталогах ежегодников [4, 6]:**  
 1, 3 – общее число землетрясений в региональных каталогах за 2006 и 2007 гг., соответственно; 2, 4 – число ощутимых землетрясений в 2006 и 2007 гг.



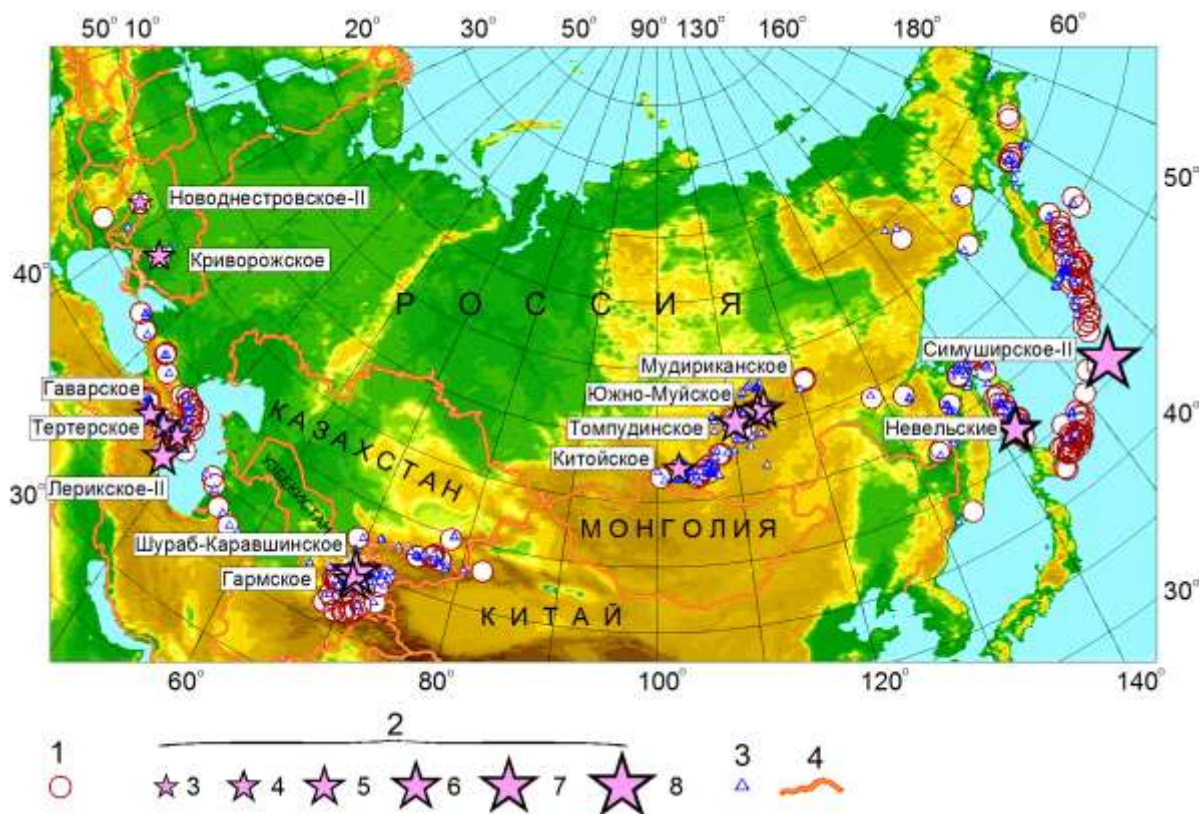
**Рис. 2. Число макросейсмических ссылок, пунктов сбора макросейсмической информации и максимальная интенсивность сотрясений от землетрясений в регионах Северной Евразии в 2006–2007 гг.:**  
 1, 3 – число макросейсмических ссылок в региональных каталогах [4, 6]; 2, 4 – число пунктов в 2006–2007 гг.; 5, 6 – максимальная интенсивность сотрясений в 2006–2007 гг.

Из рис. 1 и 2 следует, что наибольшее число ( $N=2634$ ) землетрясений в 2007 г. добавлено в базу региона «Таджикистан», а ощутимых событий – в базу Курило-Охотского региона ( $N=59$ ). Число ощутимых землетрясений в регионе «Азербайджан» выросло вдвое, число обследованных населенных пунктов достигло максимального по всей Северной Евразии в 2007 г. значения – 148, что связано с тремя обследованными землетрясениями: Лерикским-II 11 июля с  $M_w=5.2$ ,  $I_0=6$ ,  $n=56$  пунктов; Ахсуинским 23 августа с  $MPSP=4.9$ ,  $I_0=5$ ,  $n=50$  и Тертерским 19 сентября с  $M(K)=4.3$ ,  $I_0=5$ ,  $n=30$  [7]. Максимальная интенсивность сотрясений  $I_0=8$  в 2007 г. наблюдалась на Сахалине во время Невельских землетрясений 2 августа в  $02^h37^m$  и в  $05^h22^m$  с  $M_w=6.2$  и  $6.3$  [8]. Интенсивность  $I_0=7-8$  отмечена при Шураб-Каравшинском землетрясении 8 января 2007 г. с  $M_w=6.0$  [9] в пограничной области Таджикистана и Кыргызстана (Центральная Азия) (рис. 2), поэтому содержится в двух каталогах [10, 11], а также при Томпудинском землетрясении 4 июля с  $M_w=5.4$  в Прибайкалье [12].

Карта эпицентров ощутимых в 2007 г. землетрясений изображена на рис. 3, где звездами показаны обследованные землетрясения с указанием их названий.

Работа со всеми материалами за 2007 г. показала необходимость увеличения числа исходных данных, по сравнению с теми, что были использованы в 2006 году.

Во-первых, файл «Макросейсмические данные» должен быть дополнен полем «Тип макросейсмической шкалы», поскольку при сборе данных могут использоваться разные шкалы. Так, например, в ежегоднике «Землетрясения Северной Евразии, 2007 год» [6] в разных ситуациях использованы четыре макросейсмические шкалы: широко распространенная MSK-64 [13] во всех регионах, ее модификация MMSK-84 [14] – для Криворожского землетрясения на Украине [15], региональная шкала [16] – в Прибайкалье, японская шкала JMA [17] – в Курило-Охотском регионе.



**Рис. 3. Карта ощутимых землетрясений Северной Евразии в 2007 г.:**  
 1, 2 – эпицентры ощутимых и обследованных землетрясений в 2007 г.;  
 3 – положение сотрясенных населенных пунктов; 4 – границы государств

Во-вторых, необходимо ввести новую графу, содержащую хотя бы минимальную характеристику населенного пункта типа «категория пункта» (город, поселок городского типа (пгт), поселок, село, которое может на Кавказе трансформироваться в аул, в Таджикистане – в кишлак и т.д.).

В-третьих, важно указывать источник макросейсмических данных, особенно в тех случаях, когда они не относятся только к каталогу конкретного региона.

Необходимость введения поля «Источник макросейсмических данных» рассматривается на конкретном примере Шураб-Каравшинского землетрясения 8 января 2007 г. с  $M_w=6.0$ ,  $I_0=7-8$  баллов [9] в отрогах восточной части Туркестанского хребта в приграничной зоне Таджикистана с Кыргызстаном. Макросейсмические проявления этого землетрясения, несмотря на значительную магнитуду, в Таджикистане совсем не обследовалось. В оригинале каталога землетрясений Таджикистана [18] есть сведения лишь с четырех сейсмических станций – «Худжанд» (ранее – «Ходжент», еще ранее – «Ленинабад») – 4 балла; «Душанбе» (175 км), «Игрон» и «Гезан» – 3–4 балла. В оригинале каталога землетрясений Кыргызстана макросейсмические сведения отсутствуют вообще, но они имеются в обзорной статье [19]: Каравшин (5–10 км) – 7–8 баллов; Карасу (30 км) – 6–7 баллов; Баткен (65 км), Сулюкта (65 км) – 5–6 баллов; Самаркандык (40 км) – 5 баллов; Хайдаракан (80 км) – 4–5 баллов. Как видим, даны сразу баллы, без предварительного описания макросейсмических проявлений в каждом населенном пункте, на основе которых поставлены соответствующие баллы. Единственным источником краткого описания проявлений землетрясения явился, как ни странно, Национальный сейсмологический информационный центр о землетрясениях NEIC [20]: «Разрушены около 130 домов и повреждены угольные шахты в Шурабе, также повреждены 57 зданий в Ворухе. Ощущалось с интенсивностью 4 балла в Худжанде и Душанбе (Таджикистан), 5 баллов – в Ташкенте и Карши (Узбекистан), 2 балла – в Чимкенте и Таразе (Казахстан)». Заметим сразу

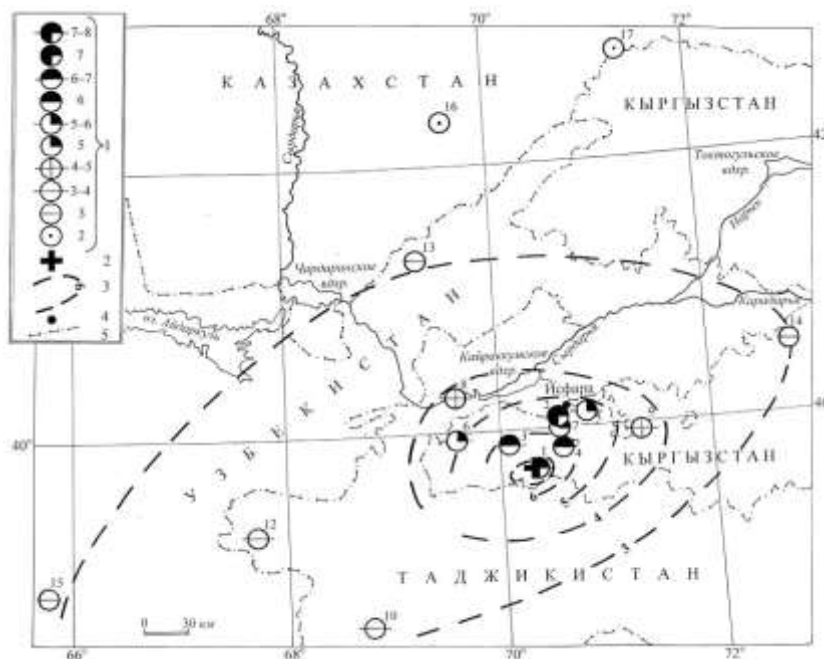
нелогичное нарушение очередности в списке городов, когда «5 баллов» стоит между четырьмя и двумя баллами. Здесь явная опечатка, городам Узбекистана следует написать 3 балла. Сейсмологический бюллетень ГС РАН [21] содержит следующие сведения: Ташкент – 5 баллов, Душанбе – 4 балла, Чимкент и Тараз – 2 балла.

По всем данным была составлена таблица пунктов-баллов уже из 17 населенных пунктов. В таком полном объеме макросейсмические данные по Шураб-Каравшинскому землетрясению включены в каталог Таджикистана, хотя в оригинале каталога заявлено лишь четыре пункта. Для остальных 13 пунктов в каталоге указаны соответствующие источники.

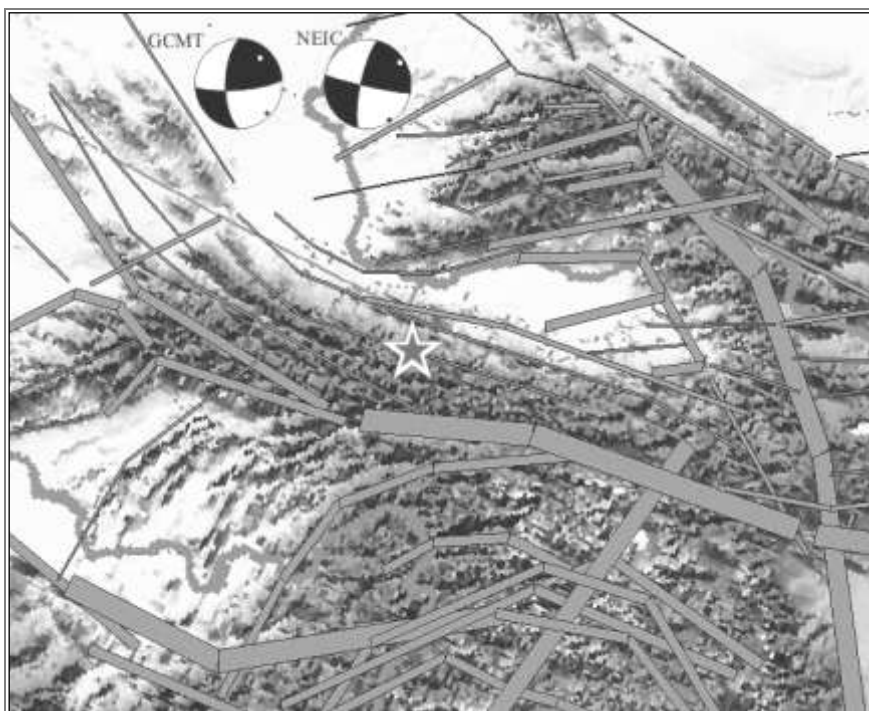
**Таблица. Макросейсмические данные по Шураб-Каравшинскому землетрясению 8 января 2007 г. с  $M_w=6.0$**

№	Пункт	$\Delta$ , км	$\varphi^\circ$ , N	$\lambda^\circ$ , E	Источник
1	7–8 баллов с. Каравшин	2.5	39.70	70.33	[19]
2	7 баллов Шураб	53	40.13	70.57	[20]
3	6–7 баллов Карасу	27	39.88	70.08	[19]
4	6 баллов Ворух	30	39.87	70.58	[20]
5	5–6 баллов Баткен	59	40.05	70.82	[19]
6	5 баллов Сулюкта	66	39.92	69.58	[19]
7	5 баллов Самаркандык	39	40.00	70.55	[19]
8	4–5 баллов Ходжент (Ленинабад)	86	40.28	69.62	[18, 20]
9	Хайдаракан 3–4 балла	91	39.93	71.33	[19]
10	Душанбе	184	38.56	68.76	[18, 20, 21]
11	Игрон	185	38.22	69.33	[18]
12	Гезан 3 балла	229	39.27	67.70	[18]
13	Ташкент	200	41.34	69.31	[20, 21]
14	Ош	228	40.53	72.78	[20]
15	Карши 2 балла	400	38.84	65.80	[20]
16	Чимкент	297	42.32	69.60	[20, 21]
17	Тараз	356	42.81	71.33	[20, 21]

Имеющиеся макросейсмические данные очень скудные (рис. 4), но в совокупности все же позволяют приблизительно изобразить макросейсмическое поле главного толчка.



**Рис. 4. Карта изосейст Шураб-Каравшинского землетрясения 8 января 2007 г.: 1 – интенсивность сотрясений по шкале MSK-64; 2 – инструментальный эпицентр; 3 – приближенный контур изосейсты; 4 – населенный пункт; 5 – государственная граница**



**Рис. 5. Шураб-Каравшинское землетрясение на карте разломов из [22]**

Привлечение структурной геологии, фрагмент которой для исследуемой области изображен на рис. 5, может так же, как и видимая на рис. 4 вытянутость системы изосейст, способствовать выбору действующей плоскости в очаге. На схеме разломов В.Г. Трифонова [22] звездой изображен инструментальный эпицентр и даны два решения механизма очага Шураб-Каравшинского землетрясения из [20]. Положение эпицентра на карте разломов позволяет считать его приуроченным к разлому близширотной ориентации с азимутом  $AZM=105^\circ$ . Наилучшим образом этому соответствует нодальная плоскость  $NP1$  с простираем  $STK=102^\circ$  в решении NEIC (рис. 5) с правосторонним сдвигом. Добавляя к этому комплексу близширотную ориентацию приближенной системы изосейст, можем выбрать из двух нодальных плоскостей в качестве действующей именно близширотную. Наилучшим образом этому соответствует нодальная плоскость  $NP1$  с простираем  $STK=102^\circ$  в решении NEIC, по которой произошел взброс с компонентами правостороннего сдвига.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Михайлова Р.С.** Методика сбора и анализа разрозненных макросейсмических данных на примере Северного Кавказа за 1992–2008 гг. // *Землетрясения Северной Евразии*, 2005 год. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – С. 432–448.
2. **Михайлова Р.С., Пойгина С.Г.** Сейсмическая сотрясаемость Северного Кавказа по результатам наблюдений в 1992–2008 гг. // *Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных*. Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 112–119.
3. **Левина В.И., Михайлова Р.С., Габсатарова И.П., Бахтиярова Г.М.** К вопросу о создании единого банка макросейсмических данных землетрясений Северной Евразии // *Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных*. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 163–168.
4. **Землетрясения Северной Евразии, 2006 год.** – Обнинск: ГС РАН, 2012. – 503 с.
5. **Михайлова Р.С., Левина В.И.** Разделы 4.1.2, 4.1.3 в отчете «Актуализация каталогов и баз сейсмологических, геофизических и геодинамических наблюдений и совершенствование методов организации данных и доступа к ним» (научный руководитель – Н.В. Петрова). – Обнинск: Фонды ГС РАН, 2013. – С. 237–252.

6. *Землетрясения Северной Евразии, 2007 год.* – Обнинск: ГС РАН, 2013. – 506 с.
7. *Етирмишли Г.Д., Абдуллаева Р.Р., Исмаилова С.С. (отв. сост.), Абдуллаева Э.Г., Мамедова М.К., Казымова С.Э., Расулова З., Саидова Г.Е., Исламова Ш.К., Ширинова З.Г., Ахмедли А.Т. (отв. сост.).* Каталог землетрясений Азербайджана за 2007 г. ( $N=613$ ) // *Землетрясения Северной Евразии, 2007 год.* – Обнинск: ГС РАН, 2013. – На CD.
8. *Сафонов Д.А., Назорных Т.В., Фокина Т.А.* Невельские землетрясения 2 августа 2007 г.  $I_0=8$  (о. Сахалин) // *Землетрясения Северной Евразии, 2007 год.* – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 395–406.
9. *Михайлова Р.С.* Шураб-Каравшинское землетрясение 8 января 2007 г. с  $M_w=6.0$ ,  $I_0=7-8$  (Таджикистан–Кыргызстан) // *Землетрясения Северной Евразии, 2007 год.* – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 309–318.
10. *Джураев Р.У., Улубиева Т.Р., Михайлова Р.С.* Макросейсмический эффект ощутимых землетрясений в населенных пунктах ( $n=108$ ) Таджикистана в 2007 году // *Землетрясения Северной Евразии, 2007 год.* – Обнинск: ГС РАН, 2013. – На CD.
11. *Джанузаков К.Д., Муралиев А.М., Михайлова Р.С.* Макросейсмический эффект ощутимых землетрясений в населенных пунктах ( $n=42$ ) Центральной Азии за 2007 год // *Землетрясения Северной Евразии, 2007 год.* – Обнинск: ГС РАН, 2013. – На CD.
12. *Гилёва Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Я.Б.* Томпудинское землетрясение 4 июля 2007 г. с  $K_p=14.2$ ,  $M_w=5.4$ ,  $I_0=7-8$  (Северное Прибайкалье) // *Землетрясения Северной Евразии, 2007 год.* – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 363–372.
13. *Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В.* Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. – М.: МГК при Президиуме АН СССР, 1965. – 11 с.
14. *Еришов И.А., Шебалин Н.В.* Проблема конструкции шкалы интенсивности землетрясений с позиции сейсмологов // *Прогноз сейсмических воздействий. Вопросы инженерной сейсмологии.* Вып. 25. – М.: Наука, 1984. – С. 78–89.
15. *Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Пустовитенко А.А., Скляр А.М.* Криворожское землетрясение 25 декабря 2007 г. с  $K_p=9.7$ ,  $MLH=3.1$ ,  $M_w=3.3$ ,  $I_0=5$  (Украина, Днепропетровская обл.) // *Землетрясения Северной Евразии, 2007 год.* – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 334–346.
16. *Шерман С.И., Берзинский Ю.А., Павленов В.А., Антикаев Ф.Ф.* Региональные шкалы сейсмической интенсивности. Опыт создания шкалы для Прибайкалья. – Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2003. – 189 с.
17. *Hisada T., Nakagawa K.* Present Japanese development in engineering seismology and their application to building. – Japan, 1958.
18. *Улубиева Т.Р. (отв. сост. ГС АН РТ), Хусейнова Г.А. (отв. сост. ИГССС АН РТ); сост.: Рислинг Л.И., Нилобекова З.М., Туракулова З., Дмитриева Т.Н., Кутузова А.П., Валяевская Т.Н. (НС АН РТ); Малюта Н.Б., Шараускас Л.М., Давлятова Р. (ИГССС АН РТ).* Каталог (оригинал) землетрясений Таджикистана за 2007 год // *Землетрясения Северной Евразии, 2007 год.* – Обнинск: ГС РАН, 2013. – На CD.
19. *Джанузаков К.Д., Муралиев А.М., Калмыкова Н.А., Холикова М.А.* Центральная Азия // *Землетрясения Северной Евразии, 2007 год.* – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 126–133.
20. *Bulletin of the International Seismological Centre for 2007.* – Thatcham, United Kingdom: ISC, 2009.
21. *Сейсмологический бюллетень (ежедекадный) за 2007 год* / Отв. ред. О.Е. Старовойт. – Обнинск: ГС РАН, 2007–2008 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [ftp://ftp.gsras.ru/pub/Teleseismic\\_bulletin/2007/](ftp://ftp.gsras.ru/pub/Teleseismic_bulletin/2007/).
22. *Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизийного пояса. – М.: Геос, 2002. – 224 с.

# О ПРИРОДЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ, ЗАРЕГИСТРИРОВАННОГО В АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ 28 МАРТА 2013 ГОДА

<sup>1,2</sup>А.Н. Морозов, <sup>1,2</sup>Е.В. Иванова, <sup>3</sup>В.Э. Асминг

<sup>1</sup>ГС РАН, г. Архангельск

<sup>2</sup>Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск

<sup>3</sup>Кольский филиал ГС РАН, г. Апатиты

**Аннотация.** Рассматривается вопрос о природе сейсмического события, зарегистрированного в Архангельской области 28.03.2013 года. Для решения задачи идентификации применяется перечень критериев, разработанных в Кольском филиале ГС РАН.

**Abstract.** The article discusses the nature of the seismic events recorded in the Arkhangelsk region 2013.03.28. To solve the problem of identification used a set of criteria developed by the Kola Branch of the GS RAS.

## Введение

Для сейсмических сетей, функционирующих на платформенных территориях, характерна регистрация сейсмических событий в основном техногенной природы, события тектонической природы регистрируются крайне редко. Поэтому в силу их уникальности у исследователей всегда возникают сомнения в правильности определения природы таких событий. Ошибочное определение природы может повлечь за собой ряд негативных последствий: во-первых, исказить наши представления о современной сейсмической активности исследуемой территории, во-вторых, обесценить результаты дальнейших исследований в области наук о Земле, основанных на сейсмических каталогах с неверными данными по землетрясениям.

В настоящее время исследователями накоплен большой опыт по созданию критериев распознавания природы сейсмических событий. Однако большинство критериев не могут дать однозначного результата, их эффективность сильно зависит от геологических условий в пункте установки сейсмической станции и на пути распространения сейсмических волн, от способов производства взрывных работ и пр. Поэтому для каждой конкретной станции (или сети) на основе накопленных данных по известным техногенным и тектоническим событиям подбирают (или создают) свою совокупность эффективных критериев идентификации.

## Идентификация события 28.03.2013 г. на записях станций Архангельской сети

Для Архангельской сейсмической сети совокупность критериев подбиралась на основе опыта, накопленного сотрудниками Кольского филиала (КоФ) ГС РАН (г. Апатиты). За основу были взяты критерии и программное обеспечение, применяемые в КоФ ГС РАН [1]. Анализ записей промышленных взрывов по записям опорной станции, в нашем случае это станция KLMR, позволил выяснить значения параметров, характерных для промышленных взрывов, по каждому критерию. В результате задача идентификации для Архангельской сети может решаться путем анализа сейсмического события неизвестной природы по записям станции KLMR по следующим критериям:

– отношение средних амплитуд волн  $P$  и  $S$  (если значение параметра меньше 0.3, то это может свидетельствовать в пользу того, что сейсмическое событие является землетрясением);

– характер изменения спектра во времени (высокие значения параметра линейной регрессии, вычисленные для средней корреляции спектров  $A(t)$ , свидетельствуют об искусственном происхождении сейсмического события);

– сравнение обобщенных огибающих записей промышленных взрывов и анализируемого события;

– значение магнитуды  $ML$  (значение  $ML$  для взрывов из карьеров Архангельской области не превышает 2.8);

– наличие или отсутствие карьера в районе, куда попадает эпицентр события (события, произошедшие в пределах карьеров, с большой вероятностью могут быть квалифицированы как взрывы);

– время (UTC) и день недели (для каждого карьера Архангельской области были проанализированы время и дни недели производства взрывных работ).

Такие критерии, как разность магнитуд по объемным и поверхностным волнам и наличие акустических сигналов на записи, не были рассмотрены в силу технических особенностей Архангельской сети.

Результаты этих исследований по решению задачи идентификации были в полной мере востребованы, когда 28.03.2013 г. в Архангельской области было зарегистрировано сейсмическое событие неизвестной природы с магнитудой около 3.0. Оно было зарегистрировано сейсмическими станциями Архангельской сети ARHR («Архангельск»), TMCR («Тамица»), SLV («Соловки»), KLMR («Климовская»), LSH («Лешуконское»), AMD («Амдерма»), а также станциями соседних сетей и сопредельных территорий – Республики Коми, Республики Карелии, Мурманской и Свердловской областей, Финляндии и Норвегии.

Определение основных параметров очага сейсмического события (координат, глубины, времени, магнитуды) проводилось сотрудниками сектора СМ севера Русской плиты ГС РАН и лаборатории сейсмологии Института экологических проблем Севера (ИЭПС) УрО РАН по данным сейсмических станций Архангельской сети с привлечением сейсмических записей близлежащих станций JOF, SUF, MSF (Финляндия), SOKR (сектор СМ Уральского региона ГС РАН), SPA0 (Норвегия). Расчет параметров очага проводился по программе NYPO71 [2]. В качестве скоростной модели использовалась модель, вычисленная в лаборатории сейсмологии ИЭПС УрО РАН по данным обменных волн от телесейсмических землетрясений и учитывающая региональные особенности глубинного строения земной коры и верхней мантии Севера Русской плиты [3].

Параметры очага сейсмического события были определены в ИОЦ ГС РАН, Кольском филиале ГС РАН и Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ РАН), а также в сейсмологическом центре NORSAR (таблица). Разброс в параметрах очага обусловлен прежде всего вовлечением в обработку разного количества станций, применением разных скоростных моделей и различных методических подходов.

**Таблица. Параметры сейсмического события, зарегистрированного 28.03.2013 г. в Архангельской области**

Сейсмологические центры	Время в очаге	$\varphi$ , °N	$\lambda$ , °E	$h$ , км	Магнитуда
Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск	07:02:14.7	64.00	41.39	1	$ML=3.1$
ГС РАН, г. Обнинск	07:02:14.9	64.00	41.71	5	–
Институт физики Земли РАН, г. Москва	07:02:16.0	64.01	41.79	19	–
Кольский филиал ГС РАН, г. Апатиты	–	64.19	41.90	–	–
NORSAR, Норвегия	07:02:18.4	64.18	40.67	–	$ML=3.06$

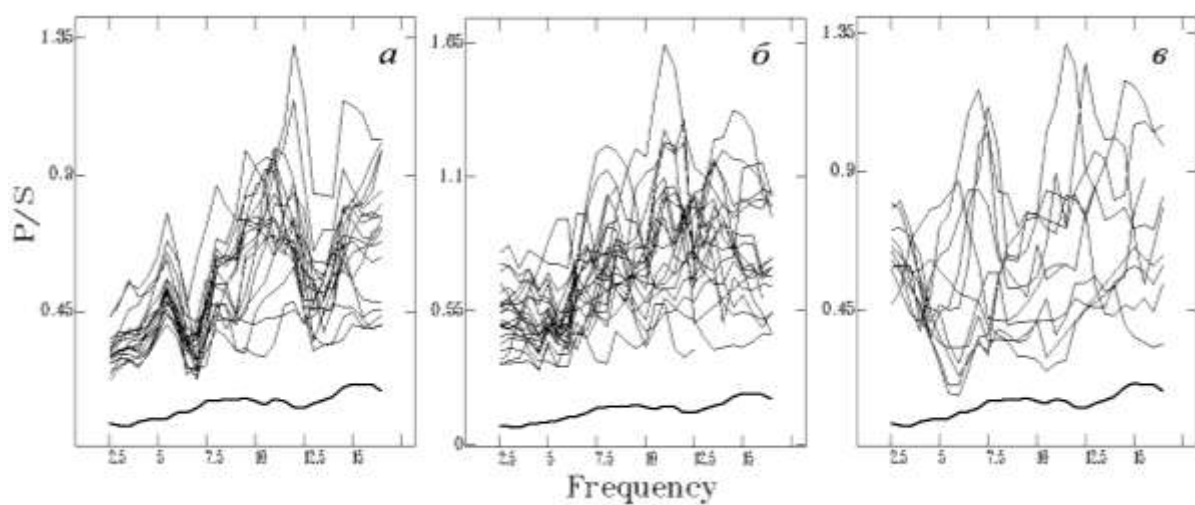


Несмотря на глубину очага, определенную, как отличную от 0 км, нельзя было однозначно говорить о тектонической природе сейсмического события, т.к. определение глубины является неустойчивым решением и характеризуется высокими погрешностями. Поэтому была необходимость в проведении дополнительных исследований для идентификации природы сейсмического события, выполненной по записям опорной станции KLMR на основе описанных выше критериев.

*Наличие или отсутствие карьера в районе, куда попадает эпицентр события.* В районе, куда попадает эпицентр, нет известных и действующих на данный момент времени промышленных карьеров. Ближайшие карьеры «КГК-ГнауфГипс», «Савинский ЦЗ» и «СОБР» располагаются на расстоянии от 60 км. Это может свидетельствовать в пользу тектонической природы анализируемого сейсмического события.

*Значение магнитуды  $M_L$ .* За весь период функционирования Архангельской сейсмической сети (с 2003 г.) из карьеров Архангельской области регистрировались взрывы с магнитудами  $M_L$  от 1.7 до 2.8. Значение магнитуды  $M_L$  сейсмического события, согласно таблице, равно 3.1. Таким образом, по этому критерию можно также говорить о тектонической природе анализируемого сейсмического события.

*Отношение средних амплитуд волн  $P$  и  $S$ .* Отношение средних амплитуд волн  $P$  и  $S$  строилось в программе PSRatio [4]. На графиках (рис. 1) отображались значения параметра  $P/S$  сейсмического события 28.03.2013 г. вместе с параметрами промышленных взрывов из ближайших к эпицентру промышленных карьеров Архангельской области «Савинский ЦЗ» и «СОБР», а также с одним ближайшим от станции KLMR карьером в Республике Карелия.



**Рис. 1.** Сравнение отношений средних амплитуд волн  $P$  и  $S$  сейсмического события 28.03.2013 г. (жирная линия) и промышленных взрывов (тонкая линия) из карьеров Карелии (а), «СОБР» (б) и «Савинский ЦЗ» (в)

Сравнение параметров  $P/S$  наглядно показывает, что для анализируемого сейсмического события значения  $P/S$  не попадают в диапазон возможных значений  $P/S$  для промышленных взрывов. Это также свидетельствует о тектонической природе сейсмического события.

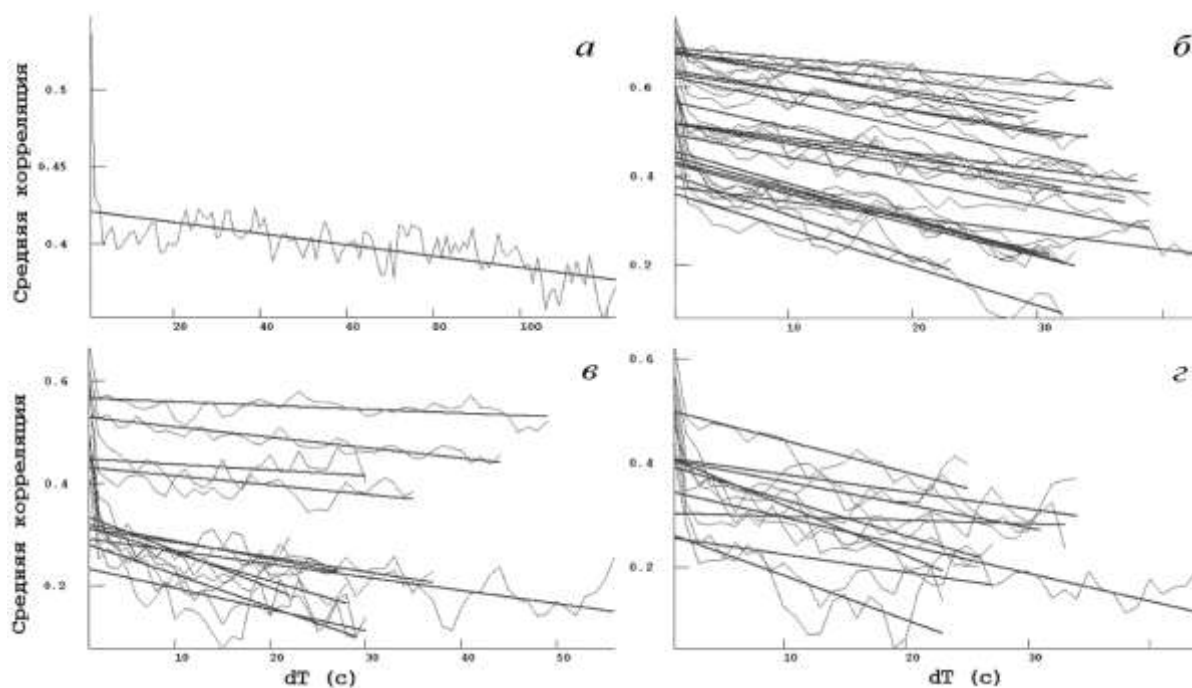
*Характер изменения спектра во времени.* Сотрудниками Кольского филиала ГС РАН замечено, что некоторые типы взрывов можно легко распознать по «полосам» на сонограммах. Наличие этих «полос» означает, что для данных взрывов спектральная плотность меняется во времени медленнее, чем для землетрясений (или взрывов другой природы).

В программе Spec [5] была реализована количественная мера такого свойства спектра, как его изменчивость во времени. Для этого строятся средние корреляции спектров  $A(t)$  и рассчитанные по ним линейные регрессии в форме  $A(t)=a+bt$ . В [5] был сделан вывод, что для сравнения событий по  $A(t)$  достаточно сравнивать не сами кривые, а рассчитанные по ним линейные регрессии. Наиболее информативным представляется параметр  $a$ .

В программе Spec были построены средние корреляции спектров  $A(t)$  и рассчитаны по ним линейные регрессии для анализируемого сейсмического события и промышленных взрывов из карьеров «Савинский ЦЗ», «СОБР» и Республики Карелия (рис. 2).

Из полученных результатов следует, что значение параметра  $a$  попадает в диапазон возможных значений этого параметра для промышленных взрывов. Это может свидетельствовать в пользу техногенной природы сейсмического события.

*Сравнение обобщенных огибающих записей.* В программе Maker [5] были построены обобщенные огибающие для наиболее характерных взрывов из карьеров «СОБР» и «Савинский ЦЗ» и сейсмического события 28.03.2013 года. В программе Comparer [5] были рассчитаны коэффициенты корреляции полученных кривых, которые оказались меньше 0.75, что говорит об их существенном различии.



**Рис. 2.** Поведение функции  $A(t)$  и вычисленная по ним линейная регрессия сейсмического события 28.03.2013 г. (а) и промышленных взрывов из карьеров Карелии (б), «СОБР» (в) и «Савинский ЦЗ» (г)

### Выводы

По результатам проведенного исследования с большой долей вероятности можно говорить о тектонической природе сейсмического события, зарегистрированного в Архангельской области 28.03.2013 г., и рассматривать его как землетрясение. Однако говорить об этом однозначно не позволяет как решение по одному из критериев, так и отсутствие опыта регистрации техногенных сейсмических событий, не связанных со взрывами из промышленных карьеров.

В дальнейшем на основе перечня рассмотренных критериев предполагается разработка и построение некоей экспертной системы, позволяющей получать заключение о принадлежности наблюдаемого события к событиям той или иной природы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кольский филиал Геофизической службы РАН*. О различении взрывов и землетрясений [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://krsc.ru/defds.htm>.
2. *Lee W.H.K., Lahr J.C.* HYPO71 (Rev.) // A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. – U.S. Geol. Surv. Open-file Report 75-311. – 1975. – 114 p.
3. *Морозов А.Н., Ваганова Н.В.* Годографы сейсмических волн для Севера Русской плиты по данным Архангельской сейсмической сети // Разведка и охрана недр. – 2011. – № 12. – С. 48–51.
4. *Asming V.E., Kremenetskaya E.O.* Study of applicability of P/S ratio criterion for discrimination of regional earthquakes and explosions in North-Western area, observed characteristics of regional seismic phases and implications for P/S discrimination in the European Arctic // Pure Appl. Geophys. – 2002. – V. 159.
5. *Годзиковская А.А., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А.* Ретроспективный анализ первичных материалов о сейсмических событиях, зарегистрированных на Кольском полуострове и прилегающих территориях в XX веке / Отв. ред. А.Н. Виноградов. – М.: Ваш полиграфический партнер, 2010. – 130 с.

## СИСТЕМА СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ДЛЯ БУДУЩЕГО РОГУНСКОГО ГИДРОУЗЛА И НЕОБХОДИМЫЕ МЕРОПРИЯТИЯ ДЛЯ ЕЕ ОРГАНИЗАЦИИ

С.Х. Негматуллаев, Т.Р. Улубиева, З.С. Маматкулова  
*Геофизическая служба АН РТ, г. Душанбе, Таджикистан*

**Аннотация.** Для организации системы мониторинга, в связи с продолжением строительства Рогунского гидроузла, предлагается восстановить (предварительно модернизировав в соответствии с современными требованиями) ранее созданную систему мониторинга для Вахшского каскада.

**Abstract.** For monitoring system arrangement in connection with the Rogun HPP construction's continuation we offer rehabilitation (preliminary modernized in accordance with modern requirements) previously established system for Vakhsh cascade monitoring.

Строительство высотных плотин и крупных водохранилищ определило целое направление исследований в сейсмологии, связанное с инициированием землетрясений техногенными воздействиями на земную кору. В конце 1930-х гг. сейсмология вплотную столкнулась с так называемыми «возбужденными землетрясениями».

Наиболее впечатляющим и разрушительным стало землетрясение с магнитудой  $M=6.7$ , произошедшее в Индии, в районе плотины Койна 10 декабря 1967 г., которое привело к огромному материальному ущербу, повреждению плотины и гибели людей. Почти одновременно произошли землетрясения вблизи плотины Кремаста в Греции (январь-февраль 1966 г.), вызвавшие многочисленные оползни и разрушение 1680 зданий. Наблюдалась значительная активизация сейсмичности в районе водохранилища Кариба в Замбии, а также на участках многих других плотин.

На территории бывшего СССР работы по изучению «возбужденных землетрясений» были развернуты по Межправительственному советско-американскому договору «Об охране окружающей среды» от 20 мая 1972 г. в районе строительства Нурекского и Тактагульского гидроузлов.

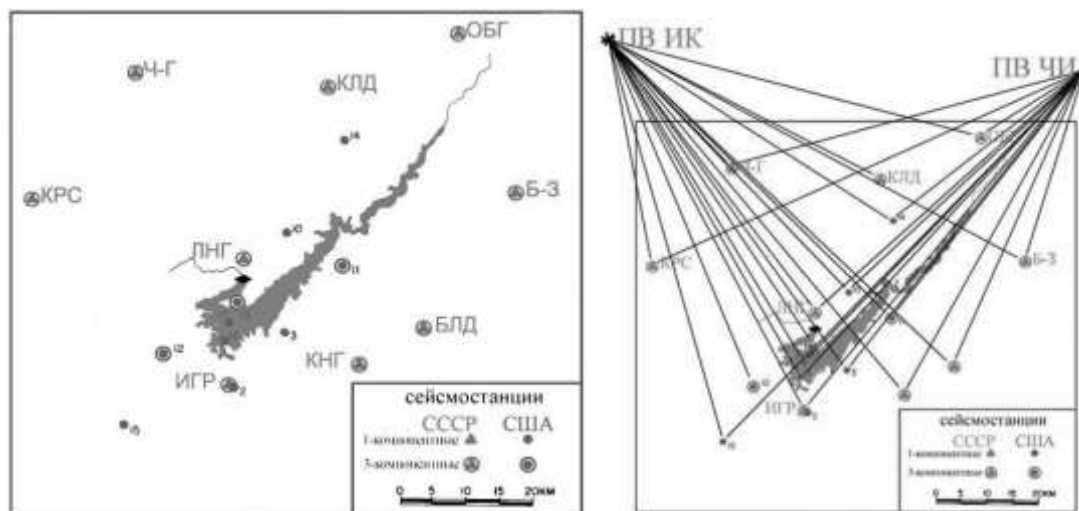
Такие работы в полном объеме были выполнены в процессе строительства и эксплуатации Нурекской ГЭС. Благодаря мониторингу была установлена связь сейсмичности со скоростью заполнения водохранилища, что позволило выбрать оптимальный режим этого процесса. Кроме того, было установлено, что вибрационное воздействие на окружающую среду в периоды интенсивного сброса воды приводит к исчезновению слабой и ощутимой сейсмичности в районе гидроузла.

Построенная Нурекская ГЭС, и, особенно строящаяся Рогунская ГЭС, располагаются в тектонически активном районе. Исследования, проведенные на участке Нурекского водохранилища, убедительно показали, что сооружение таких крупных гидроузлов вызывает изменение геологической среды, что приводит к изменению сейсмического режима территории, примыкающей к водохранилищу. Сооружение еще одного крупного водохранилища в этой же зоне может заметно нарушить установившуюся картину поля напряжений геологической среды. Поэтому очень важно для уменьшения негативных последствий такого воздействия проведение сейсмологического, деформационного и геологического мониторинга этой территории.

Для организации системы мониторинга Рогунского гидроузла целесообразно использовать опыт организации и использования системы, существовавшей в районе Нурекской ГЭС. Для контроля основных параметров, связанных с возбужденной сейсмичностью и возможностью корректировки режима заполнения водохранилища в районе

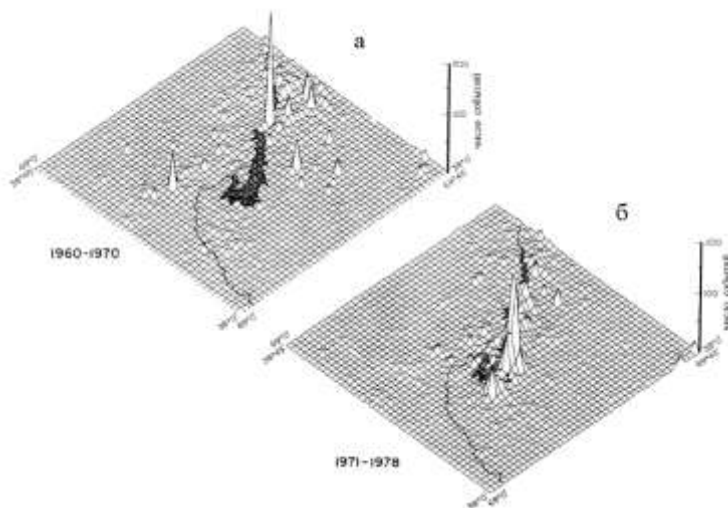
Нурека, был использован целый комплекс геофизических методов: гравиметрия и магнитометрия, наклономерно-деформационные и сейсмологические наблюдения, сейсмическое просвечивание и др.

Остановимся подробнее на некоторых из них, и в первую очередь на системе сейсмического просвечивания: этот метод позволяет изучать участки среды практически любых масштабов – от сотен метров до 50 км по глубине и сотен километров по площади, а временные изменения – от нескольких часов до многих лет (рис. 1).



**Рис. 1. Схема расположения сейсмических станций в районе Нурекского водохранилища и система сейсмического контроля среды. Возбуждение упругих колебаний осуществлялось на двух пунктах: озере Искандеркуль (ПВ ИК) и озере Чашма-Исонгок (ПВ ЧИ)**

В качестве примера на рис. 2 приведены некоторые результаты, полученные при заполнении Нурекского водохранилища (подробнее см. [1, 2]).

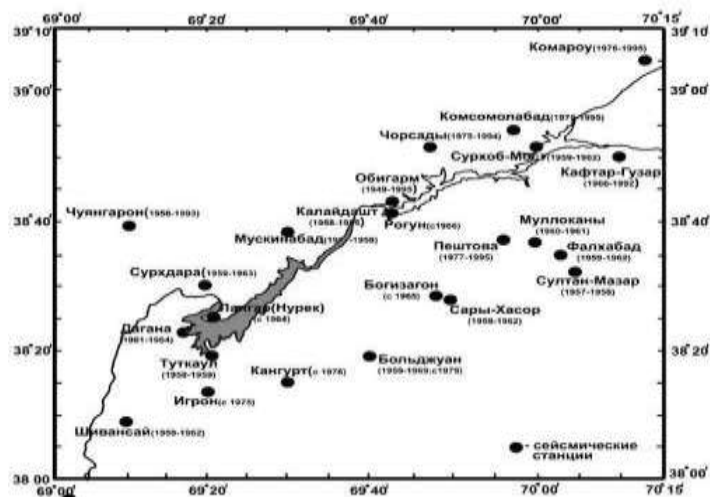


**Рис. 2. Распределение плотности эпицентров землетрясений в районе Нурекского водохранилища до начала его строительства (А) и в период его заполнения и эксплуатации (Б)**

Метод режимных (регулярных) сеймопросвечиваний дает возможность через определенные интервалы времени воссоздать сейсмические волновые поля. При сопоставлении регистрируемых полей можно судить о происходящих изменениях. Детальность оконтуривания участков среды и хода временных изменений зависит от применяемых источников, системы наблюдений и частоты проведения просвечиваний. Существенно, что использование искусственных источников (взрывных и невзрывных), в отличие от землетрясений, дает возможность осуществлять непрерывный контроль состояния среды с высокой степенью точности.

Для организации системы мониторинга в связи с продолжением строительства Рогунского гидроузла целесообразно восстановить (предварительно модернизировав в соответствии с современными требованиями) ранее созданную систему мониторинга для Вахшского каскада. Необходимо обеспечить эту систему оперативной связью, а в районе гидроузла создать локальную сеть для решения конкретных задач Рогунского полигона.

До 2005 г. в районе Нурекско-Рогунского полигона существовала система сейсмического мониторинга на базе аналоговой аппаратуры (рис. 3).



**Рис. 3. Система мониторинга Нурекско-Рогунского района, существовавшая до 2005 г. (на базе аналоговой аппаратуры)**

Детальные сейсмологические исследования на территории Таджикистана, в том числе Нурекско-Рогунского района, ведутся с 1955 года. Накоплен опыт научных исследований и получен однородный сейсмологический материал до 1992 года. Система наблюдений 1955–1991 гг. позволяла регистрировать без пропусков землетрясения энергетического класса  $K \geq 7$  и обеспечивала локализацию координат очагов с точностью от  $\pm 2.5$  до  $\pm 5.0$ . Представительными для землетрясений ДВР за этот период являлись землетрясения с  $K=7$ . Статистически вполне представительными можно считать и землетрясения с  $K=6$ . Для получения однородного материала подготовлены (пересмотрены) и переведены в электронный вид каталоги землетрясений Душанбино-Вахшского района до 2004 года. На основе этих каталогов в электронном виде имеются и карты эпицентров за каждый год в отдельности. В каталогах ДВР за период 1992–2004 гг. наблюдается дефицит слабых толчков с  $K \leq 7$ .

Первые три цифровые сейсмические станции – «Душанбе», «Шаартуз» и «Гарм» – введены в эксплуатацию в октябре 2005 г. при содействии фирмы «Нанометрикс» (Канада) и поддержке Швейцарского агентства по развитию и сотрудничеству (ШАРС) [3, 4]. И, начиная с этого времени, осуществляется сейсмический мониторинг Нурекско-Рогунского полигона на базе аналоговых и цифровых широкополосных сейсмических станций.

В настоящее время на территории Таджикистана функционирует сеть из семи цифровых широкополосных сейсмических станции со спутниковой связью (рис. 4). Новые станции в соответствии с договоренностью с «Барки Точик» и Министерством энергетики и промышленности располагаются так, чтобы наилучшим образом охватить районы существующих, строящихся и проектируемых ГЭС: «Гарм», «Чуян-Гарон» (в 25 км северо-восточнее Душанбе), «Шаартуз», «Гезан» (в районе Пенджикента), «Чорук-Дарон» (в районе Кайраккумской ГЭС), «Игрон» (в районе Нурекской ГЭС) и «Манем» (в районе ГЭС Памир-1).



**Рис. 4. Сеть цифровых сейсмических станций по состоянию на 2012 г.**

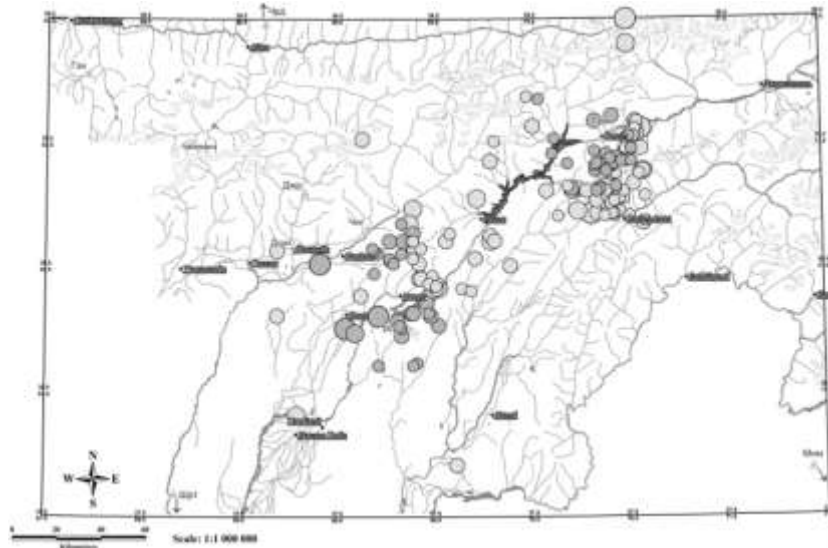
Станции имеют высокую чувствительность и обеспечивают регистрацию землетрясений с очагами в пределах республики и на многие сотни километров за ее пределами. Каждая такая станция состоит из трехкомпонентного сейсмометра Trillium и преобразователя Trident, солнечных панелей с аккумуляторами в буферном режиме, спутниковой антенны VSAT, приемопередатчика Cugnus. Сейсмометр записывает все колебания земной поверхности в широком диапазоне частот, затем Trident преобразовывает эту информацию из аналоговой в цифровую и передает ее на приемопередатчик. Далее через спутниковую антенну информация попадает на центральную сейсмическую станцию в г. Душанбе, где установлены два компьютера. Один из них служит для сбора и хранения данных, а другой – для анализа и обработки. На этих двух компьютерах установлено специальное программное обеспечение.

Вся цифровая сейсмическая система работает в режиме TDMA (множественный доступ с временным разделением), т.е. каждая станция вещает в определенный промежуток времени. Связь удаленных станций с центром сбора и обработки данных в г. Душанбе происходит с помощью космического спутника Intelsat. Передача информации происходит непрерывно, в режиме, близком к реальному времени.

Сеть из семи широкополосных сейсмических станций со спутниковой связью служит опорной для создания в будущем локальных сетей в районе строительства Рогунской, проектируемой Дашти-Джумской, а также каскада Зеравшанских ГЭС.

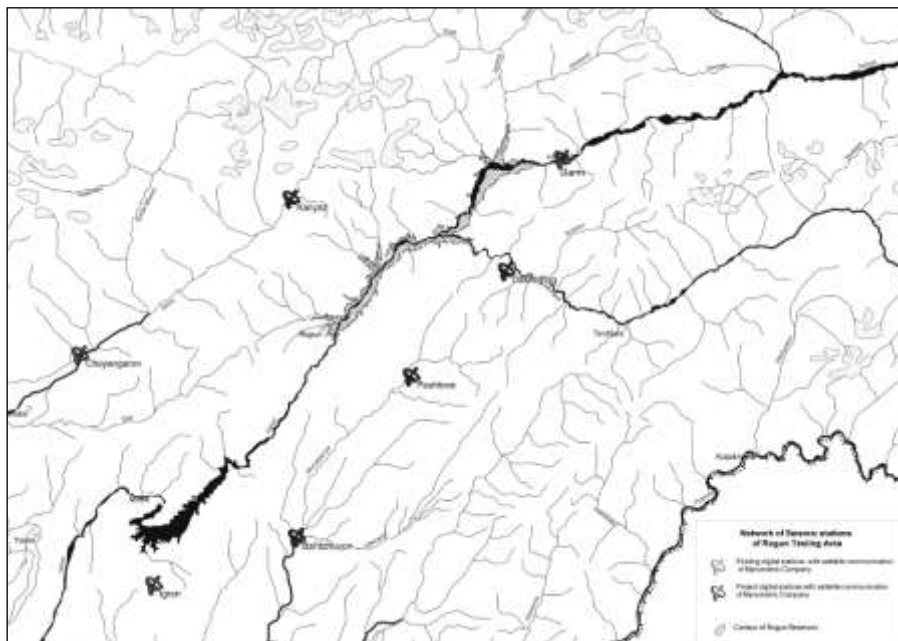
Функционирующая современная опорная сеть создает условия для проведения сейсмологического мониторинга и обмена сейсмическими данными со всеми сейсмологическими центрами. Данными сети могут пользоваться все заинтересованные стороны: Министерство энергетики и промышленности, Комитет по чрезвычайным ситуациям и гражданской обороне, Гидрометеорологическая служба, научно-исследовательские институты и др.

На базе функционирующих станций «Гарм», «Игрон» и «Чуян-Гарон» осуществляется мониторинг Нурекско-Рогунского района, но точность определения координат недостаточная, и из-за ограниченности количества станций целый ряд параметров невозможно определить. Карта эпицентров для этого района за один месяц представлена на рис. 5.



**Рис. 5. Карта эпицентров землетрясений с  $K=6-9$ , зарегистрированных на Нурекско-Рогунском полигоне за один месяц**

В связи с этим предлагается дополнить существующую систему, состоящую из трех станций («Гарм», «Игрон» и «Чуян-Гарон») дополнительно четырьмя станциями: «Балдъджуан», «Пештова», «Даштигурт» и «Каняз» (рис. 6).

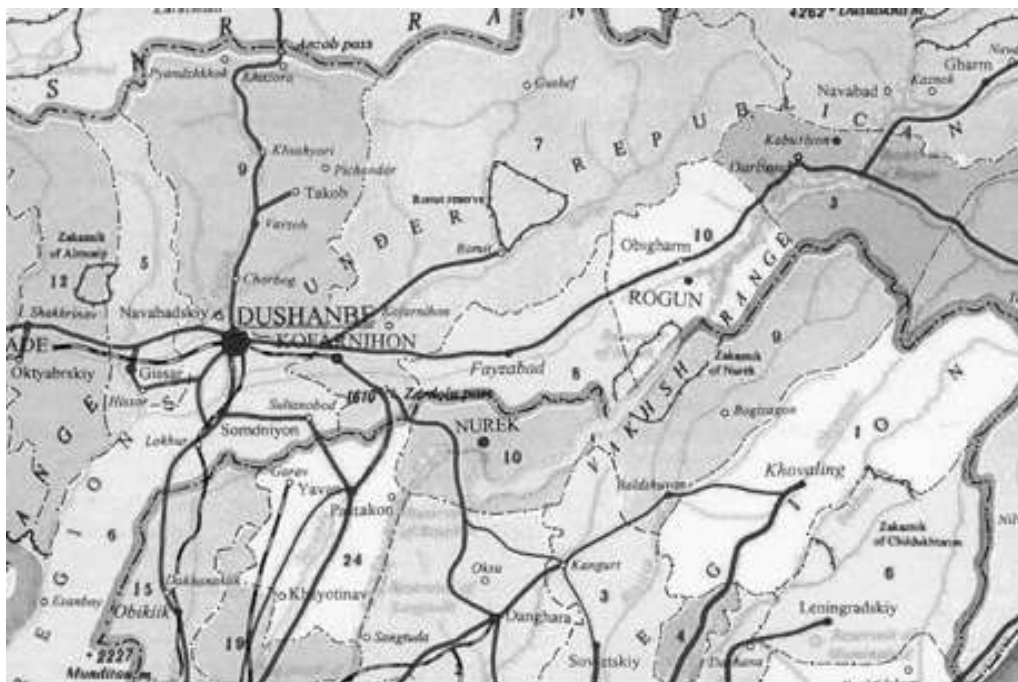


**Рис. 6. Сеть широкополосных сейсмических станций со спутниковой связью, обеспечивающая мониторинг в режиме, близком к реальному времени**

Опыт изучения возбужденной сейсмичности в районе Нурекского водохранилища показал, что выбор оптимального режима заполнения вновь строящегося гидроузла может существенно повлиять на режим сейсмичности в районе строительства и снизить опасные последствия спровоцированных землетрясений. Заполнение Нурекского водохранилища показало, что напряжения от создаваемой перегрузки на земную кору передаются по системе разломов на большие расстояния.

Завершение строительства Сангтудинских и Рогунской ГЭС создаст практически непрерывное водохранилище длиной 200–250 км, расположенное в зоне двух сейсмически активных разломов на территории Таджикистана (рис. 7).





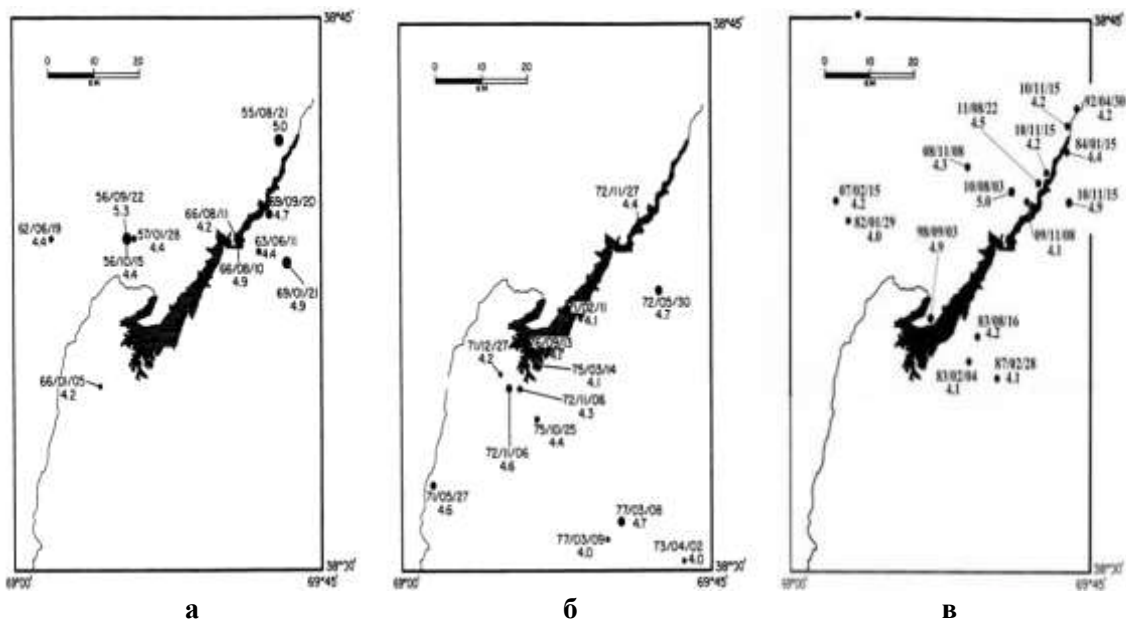
**Рис. 7. Схема каскада водохранилищ на реке Вахш**

Такое единое, по сути, большое водохранилище может существенно повлиять на сейсмический режим не только территории, прилегающей к нему, но и на всю сейсмоактивную зону. В связи с этим важно уже сейчас начать сейсмологические наблюдения как в акватории будущего Рогунского водохранилища, так и в бассейне верхнего и среднего течения реки Вахш.

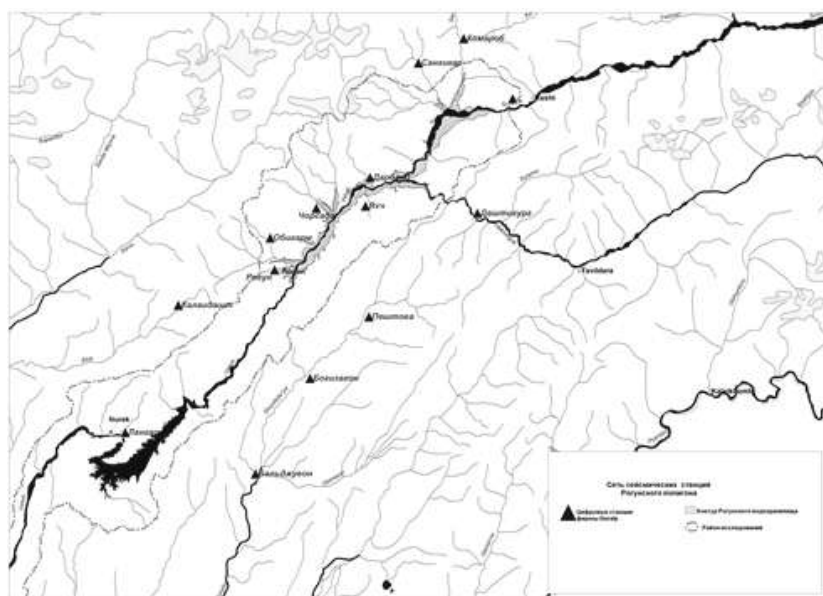
Для уверенной интерпретации возбужденных землетрясений необходимы детальные сейсмологические наблюдения за достаточно длительный промежуток времени не только в период и после, но и до заполнения водохранилища. Для оценки влияния создаваемых водохранилищ собраны и проанализированы из различных источников все имеющиеся каталоги локального Душанбино-Вахшского района (ДВР) с 1955 г. по настоящее время. В настоящее время выяснено, что возбужденные землетрясения при научно обоснованном режиме заполнения водохранилища, как правило, не могут быть сильнее максимально возможных землетрясений, рассчитанных при общем сейсмическом районировании. На рис. 8 приводятся эпицентры естественных и возбужденных землетрясений Нурекского района, возникших при заполнении водохранилища и в период эксплуатации ГЭС (с указанием даты и магнитуды).

В связи со строительством Рогунской ГЭС запланировано при поддержке ОАО «Рогунская ГЭС» создание локальной сети на базе 14 станций, оснащенных цифровыми станциями Guralp на участке среднего и верхнего течения реки Вахш (рис. 9). Базовую станцию в районе Рогунского гидроузла целесообразно организовать на площадке Верхний Майдон. Дирекцией строящегося объекта для этих целей уже были построены специальные здания для центра сейсмогеофизического мониторинга головного участка Рогунского гидроузла и акватории будущего водохранилища. Всю сейсмологическую информацию планируется обрабатывать и анализировать в г. Душанбе. Она должна быть доступна дирекции строящегося гидроузла и всем заинтересованным организациям.

Для организации локальной сети планируется приобрести современные широкополосные цифровые сейсмометры производства Guralp. Локальная сеть должна состоять из следующих станций: «Лангар», «Большуан», «Богизагон», «Калайдашт», «Пештава», «Рогун», «Обигарм», «Чор-Сада», «Яхч», «Дарбанд», «Даштигург», «Рашт», «Сангикар», «Комароб». Кроме того, все эти станции должны быть оснащены аппаратурой для регистрации сильных движений (типа SMA).



**Рис. 8.** Карты эпицентров землетрясений Нурекского района с  $M \geq 4$ : а – до заполнения водохранилища (1955–1970 гг.); б – при заполнении водохранилища (1971–1979 гг.); в – в период эксплуатации ГЭС (1980–2011 гг.)



**Рис. 9.** Система сейсмологического мониторинга для изучения наведенной сейсмичности на базе цифровых широкополосных станций Guralp, создаваемая совместно с дирекцией ОАО «Рогунская ГЭС»

Предлагаемые мероприятия будут способствовать обеспечению сейсмической безопасности каскада ГЭС в бассейне реки Вахш.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Simpson D.W., Negmatullaev S.K.* Induced seismicity at Nurek reservoir, Tadjikistan, USSR // Bulletin of the Seismological Society of America. – October 1981. – V. 71, N 5. – P. 1561–1586.
2. *Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х., Симпсон Д., Соболева О.В.* Возбужденная сейсмичность в районе водохранилища Нурекской ГЭС. – Душанбе–Москва: Дониш, 1987.
3. *Негматуллаев С.Х.* Современная цифровая сеть сейсмического мониторинга Таджикистана // Землетрясения Северной Евразии, 2006 год. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 125–131.
4. *Современная сеть сейсмического мониторинга Таджикистана и перспективы ее развития.* – Душанбе, 2011.

## СВОЙСТВА ВОЛН $PKP_{DF}$ , ПРОХОДЯЩИХ ЧЕРЕЗ ВОСТОЧНУЮ ЧАСТЬ ЯДРА ЗЕМЛИ

В.М. Овчинников, П.Б. Каазик, Д.Н. Краснощеклов  
Институт динамики геосфер РАН, г. Москва

**Аннотация.** Исследованы вариации невязок дифференциальных времен пробега волн  $PKP_{DF}$  и  $PKP_{BC}$ , зондирующих восточную часть земного ядра на полярных и экваториальных трассах относительно стандартной модели Земли  $ak135$  на эпицентральных расстояниях  $147\text{--}155^\circ$ . Обнаружено, что толщина изотропного слоя в кровле твердого ядра варьирует от 190 до 350 км, увеличиваясь в юго-восточном направлении. Также обнаружены свидетельства существования фазового перехода на глубинах от 240 до 260 км под границей внутреннего ядра.

**Abstract.**  $PKP_{DF}$ – $PKP_{BC}$  differential travel time residuals with  $ak135$  at epicentral distances  $147\text{--}155^\circ$  for eastern part of the Earth's inner core are studied at polar and equatorial paths. The thickness of isotropic layer in the outermost solid core is found to vary between 190 and 350 km getting thicker in South-Eastern direction. Evidence for existence of phase transition at depths 240–260 km below the inner core boundary has been found.

### Введение

Одним из проявлений динамических процессов, протекающих во внутреннем ядре Земли, является анизотропия сейсмических скоростей. Важным аспектом, определяющим динамику процессов во внутреннем ядре, является характер перехода от изотропии к анизотропии – постепенный или в виде границы 1-го рода, который соответствует разным физическим процессам. Указанная характеристика представляет также значительный интерес для верификации двух недавно предложенных динамических моделей [1, 2], в которых основными процессами, формирующими свойства внутреннего ядра, являются плавление ядра на востоке и кристаллизация на западе.

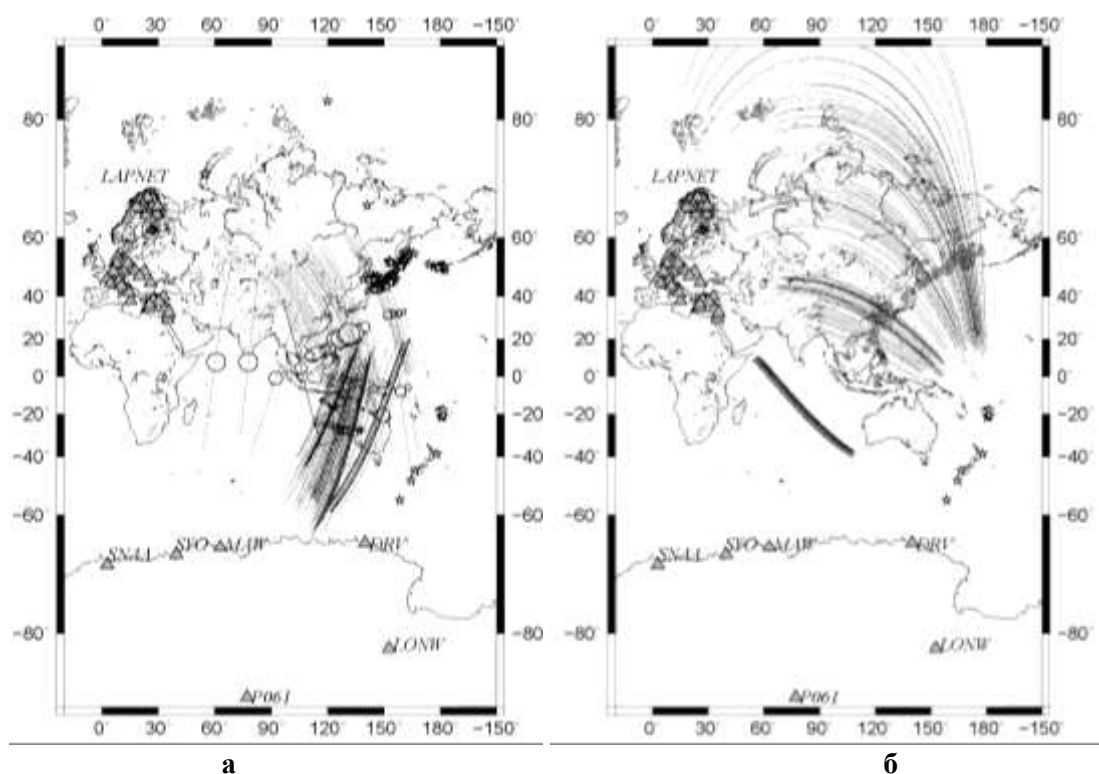
Полученные ранее для этого региона результаты [3–9] указывают, что в восточном полушарии верхняя часть внутреннего ядра изотропна. Признаки анизотропии проявляются только на глубине больше 200 км от поверхности внутреннего ядра, величина анизотропии составляет около 0.5%. Эти результаты основаны на небольшом объеме экспериментального материала, особенно для глубин от 200 до 350 км от поверхности внутреннего ядра, и не дают полного представления о структурных особенностях восточной части внутреннего ядра. Например, в [10] полярные трассы, зондирующие восточную часть внутреннего ядра, представлены только несколькими измерениями. Более того, в большинстве работ новые данные используются совместно с ранее полученными измерениями дифференциальных времен пробега (ДВП), техника измерений которых различна. Вследствие этого ряды измерений не могут считаться однородными. В частности, это относится к [6], в которой использованы измерения ДВП корреляционным методом и методом измерения временного положения максимальной амплитуды в волнах  $PKP_{DF}$  и  $PKP_{BC}$ , а в [11] собраны все доступные измерения ДВП.

В настоящей работе представлены результаты исследования вариаций ДВП волн внутреннего ядра на глубинах 140–350 км от его поверхности на основе ряда измерений ДВП, проведенных по единой методике на полярных (угол между направлением сейсмического луча во внутреннем ядре и осью вращения Земли  $\xi < 35^\circ$ ) и экваториальных

трассах ( $\xi > 35^\circ$ ). Кроме того, существенно расширен ряд измерений для полярных трасс, выполненных на станциях в Фенноскандии, действовавших во время международного эксперимента LAPNET/POLNET в 2007–2008 гг., а также получено небольшое число измерений на сейсмических станциях в Антарктиде по землетрясениям в Восточной Сибири и в Северном Ледовитом океане для  $2 < \xi < 10^\circ$ .

#### Общая характеристика данных

Полярные данные были собраны со станций SYO, SNAA, DRV, MAW, P061, LONW в Антарктиде и 60 станций сети LAPNET в Фенноскандии, показанных на рис. 1.

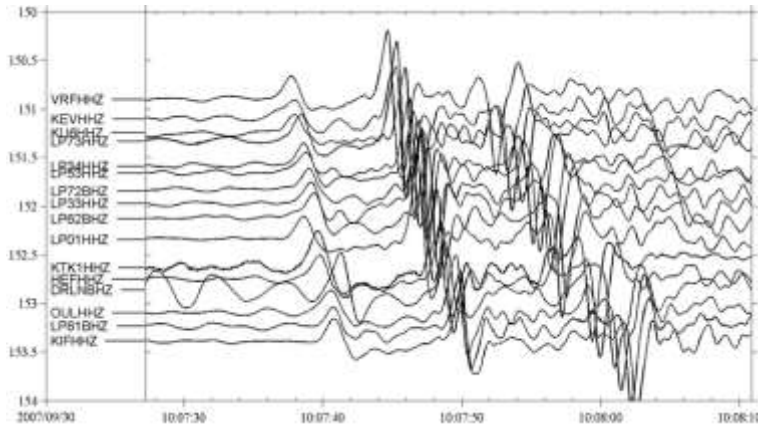


**Рис. 1.** Расположение сейсмических станций (серые треугольники) и сейсмических источников (звездочки): а – полярные трассы; б – экваториальные трассы.

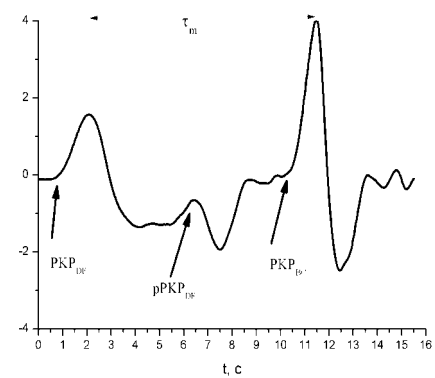
Светлые кружки на рис. 1 а – координаты точек максимального погружения сейсмического луча во внутреннее ядро на полярных трассах; радиус окружности пропорционален величине дифференциальной невязки времени пробега волн  $PKP_{DF}$  и  $PKP_{BC}$ . Серые кружки на рис. 1 б – координаты точек максимального погружения сейсмического луча во внутреннее ядро на экваториальных трассах. Линии на рисунке – проекции пути сейсмической волны во внутреннем ядре на поверхность Земли

Основным условием отбора сейсмограмм служила простота зарегистрированного сигнала, позволяющая легко идентифицировать сейсмические фазы и проводить измерения дифференциальных времен. Сейсмические источники расположены на Алеутских и Курильских островах, в Восточной Сибири, в Северном Ледовитом океане, в районе Новой Зеландии и островов Фиджи, на архипелаге Новая Земля. Сейсмические лучи от этих землетрясений и взрывов зондируют область внутреннего ядра под Австралией и Юго-Восточной Азией. На рис. 1 показаны проекции сейсмических лучей во внутреннем ядре на поверхность Земли. Они занимают область между  $30$  и  $160^\circ N$ , которую называют «квазивосточным» полушарием внутреннего ядра Земли [3, 10].

Для экваториальных трасс было проведено 133 измерения ( $50 < \xi < 65^\circ$ ) ДВП на сейсмограммах глубокофокусных землетрясений в районе островов Фиджи, зарегистрированных сейсмическими станциями в Европе (рис. 1 б). Примеры типичных сейсмограмм на полярных трассах для некоторых станций сети LAPNET показаны на рис. 2.



**Рис. 2. Монтаж сейсмограмм землетрясения в Новой Зеландии, зарегистрированного станциями сети LAPNET. Идентификация волн  $PKP_{DF}$ ,  $PKP_{BC}$  и  $PKP_{AB}$  не представляет каких-либо затруднений**



**Рис. 3. Фрагмент сейсмограммы с волнами  $PKP_{DF}$  и  $PKP_{BC}$ . Измеряемый параметр – время между максимумами волн**

На рис. 2 (слева направо) видны отчетливые вступления трех типов волн, распространяющихся в земном ядре –  $PKP_{DF}$ ,  $PKP_{BC}$ ,  $PKP_{AB}$ . Из рисунка также видно, что использование абсолютных времен пробега волн может приводить к ошибочным результатам из-за некорректной привязки станционного времени к единому мировому времени. Сейсмограммы станций DRLN и LP01 иллюстрируют этот фактор. На первой станции все три волны имеют запаздывание на 2 с, а на второй опережают на 1.5 с.

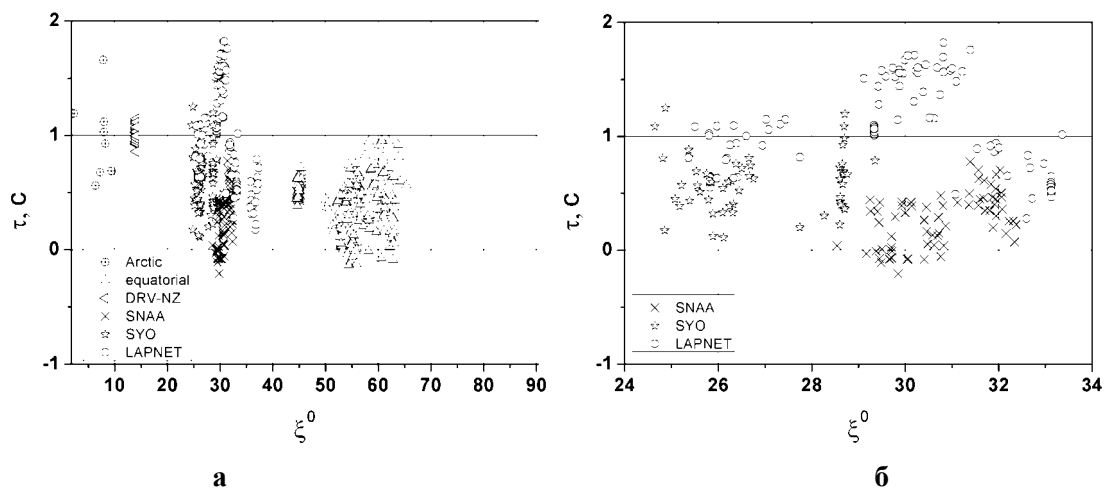
Общее число измерений ДВП на полярных трассах составило 292, из них основная часть приходится на интервал  $26 < \xi < 33^\circ$  и  $2 < \xi < 15^\circ$ . При этом следует отметить, что профиль, отвечающий данным, полученным на сети LAPNET, пересекается с профилем экваториальных данных, т.е. имеется небольшая область ( $100 < \lambda < 120^\circ$ ) внутреннего ядра, которая зондируется как экваториальными ( $\xi \sim 40-65^\circ$ ), так и полярными сейсмическими лучами ( $\xi \sim 26-33^\circ$ ).

#### **Результаты измерений невязок ДВП волн $PKP_{DF}$ и $PKP_{BC}$**

Для каждой сейсмограммы были измерены ДВП волн  $PKP_{DF}$  и  $PKP_{BC}$  (рис. 3)  $\tau_m = t_{BC} - t_{DF}$ , где  $t_{BC}$  и  $t_{DF}$  – временное положение максимальной амплитуды в волнах  $PKP_{BC}$  и  $PKP_{DF}$ , а также невязка ДВП  $\tau = \tau_m - \tau_{ak} + \tau_{mantle}$ , где  $\tau_{ak}$  – ДВП волн  $PKP_{DF}$  и  $PKP_{BC}$ , рассчитанное для стандартной модели ак135,  $\tau_{mantle}$  – поправка, учитывающая влияние мантии. Дифференциальная невязка  $\tau$  связана с вариацией скорости некоторой области внутреннего ядра соотношением  $\tau = t \cdot (\delta v / v)$ , где  $t$  – время пробега сейсмической волны по возмущенной области земного ядра,  $\delta v$  – абсолютное значение вариации скорости,  $v$  – невозмущенное значение скорости.

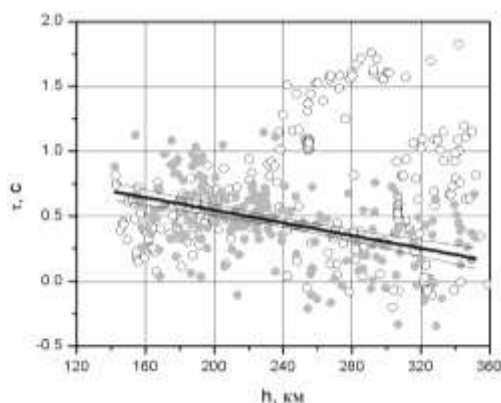
Полученные экспериментальные невязки ДВП  $\tau$  показаны на рис. 4. Мантийные поправки рассчитаны с использованием блочной 3-D модели мантии MITP08 [12].

Данные на рис. 4 демонстрируют сложную зависимость от угла  $\xi$ . На экваториальных трассах ( $\xi > 35^\circ$ ) вариации ДВП составляют от  $-0.2$  до  $1$  с. Среднее значение ДВП на экваториальных трассах, представленных на рис. 4 а ( $35 < \xi < 65^\circ$ ), имеют существенное, около  $0.4$  с, смещение относительно модели ак135. На полярных трассах имеются измерения ДВП с максимальными значениями  $1.8$  с, превосходящими вариации на экваториальных трассах. Приведенные данные трудно описать, следуя общепринятой модели однородной анизотропии внутреннего ядра. Наиболее отчетливо это видно на рис. 4 б, где наблюдается существенная разность между невязками на станции SNAА (крестики) и станциях сети LAPNET (светлые кружки) при  $29 < \xi < 31^\circ$ . Кроме того, большие невязки при  $\xi \sim 30^\circ$ , по сравнению с невязками ДВП при меньших углах  $\xi$ , указывают, что, если они обусловлены анизотропией внутреннего ядра, то направление оси анизотропии не совпадает с осью вращения Земли.



**Рис. 4.** Невязки ДВП на полярных и экваториальных трассах в зависимости от угла между направлением сейсмического луча во внутреннем ядре и осью вращения Земли: а – полный набор данных для  $2^\circ < \xi < 66^\circ$ ; б – фрагмент с ДВП на полярных трассах для  $24^\circ < \xi < 32^\circ$

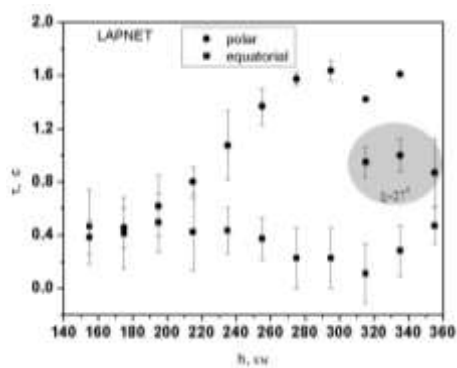
Рассмотрим зависимость невязки ДВП от другого параметра – глубины погружения сейсмического луча во внутреннее ядро. На рис. 5 показаны невязки ДВП в зависимости от глубины  $h$ , отсчитываемой от поверхности внутреннего ядра.



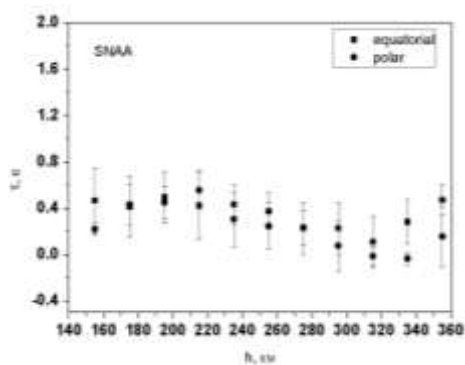
**Рис. 5.** Зависимость дифференциальных невязок от глубины.  
Серые кружки – измерения на экваториальных трассах, светлые – на полярных.  
Черная линия – линейная регрессия невязок на экваториальных трассах

Из рис. 5 следует, что экваториальные невязки не отличимы от полярных на глубине от 140 до 190 км, т.е. эту часть внутреннего ядра следует считать изотропной. Изменение невязок с глубиной для экваториальных трасс описывается линейной зависимостью  $\tau = (1.036 \pm 0.775) - (0.0024 \pm 0.0003)h$ . Несмотря на то, что угол наклона в полученной линейной зависимости статистически значим, можно видеть, что экспериментальные точки визуально могут быть разделены на две группы по глубине с  $h < 250$  и  $h > 250$  км.

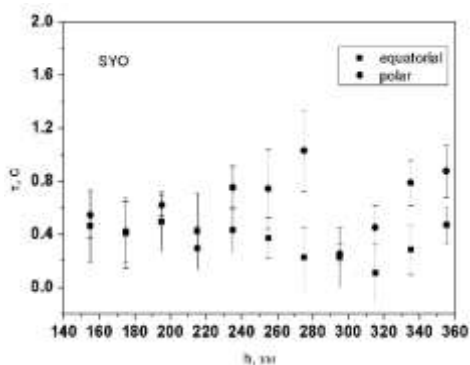
Более детальные особенности невязок на экваториальных трассах показаны на рис. 6, где приведены результаты усреднения невязок по 20-км интервалу глубины. На экваториальных трассах на глубинах от 150 до 235 км невязка имеет практически постоянное значение 0.45 с, т.е. на указанной глубине изотропная скорость сейсмических волн больше, чем в модели ак135, и соответствующая вариация скорости на этом интервале уменьшается с глубиной, так как при этом увеличивается время пробега сейсмической волны во внутреннем ядре. Далее величина невязки почти линейно уменьшается до 0.1 с на глубине 315 км и, соответственно, более быстро уменьшается вариация скорости. Затем невязка снова возрастает до 0.4 с на глубине 355 км.



**Рис. 6.** Усредненные значения ДВП на экваториальных (квадраты) и полярных трассах (кружки). Вертикальными черточками обозначены погрешности среднего значения



**Рис. 7.** Усредненные значения ДВП на экваториальных (квадраты) и полярных трассах (кружки). Вертикальными черточками обозначены погрешности среднего значения. Измерения на станции SNAA в Антарктиде



**Рис. 8.** Усредненные значения ДВП на экваториальных (квадраты) и полярных трассах (кружки). Вертикальными черточками обозначены погрешности среднего значения. Измерения на станции SYO в Антарктиде

На рис. 6 также приведены данные для полярных трасс, полученные на станциях сети LAPNET. На глубинах от 145 до 190 км невязки не отличаются от невязок на экваториальных трассах. Следуя результатам предшествующих работ, в которых ДВП на полярных трассах интерпретируются как проявление анизотропии внутреннего ядра, можно сделать вывод, что верхняя часть внутреннего ядра на глубинах до 190 км является изотропной. На глубинах от 140 до 230 км скорость роста ДВП, измеренных на станциях сети LAPNET, составляет 0.007 с/км. В интервале от 240 до 260 км наблюдается более быстрый рост невязки, составляющий 0.025 с/км. Далее при  $h > 260$  км происходит замедление роста невязок до 0.008 с/км. На глубине от 290 до 360 км наблюдается две группы данных – с большой величиной невязок около 1.5 с и несколько меньшей, порядка 1 с. Таким образом, данные на рис. 5 и 6 позволяют сделать два вывода: 1) ДВП на полярных и экваториальных трассах статистически неразличимы на глубинах, не превышающих 190 км, т.е. эта область внутреннего ядра характеризуется изотропией скорости распространения сейсмических волн; 2) большой градиент невязки, составляющий 0.025 с/км, позволяет предположить наличие фазового перехода на глубине от 240 до 260 км (возможный вариант – изменение кристаллической структуры железа с гексагональной симметрией на центрированную кубическую [13]).

Измерения невязок на станции SNAА, показанные на рис. 7, удивительно хорошо согласуются с измерениями на экваториальных трассах. Таким образом, в этой области верхняя часть внутреннего ядра изотропна до глубины, по крайней мере, 315 км. На станции SYO невязки, показанные на рис. 8, статистически не различимы с данными на экваториальных трассах до глубины 220 км. На большей глубине различие статистически значимо и увеличивается до 0.8 с на глубине 280 км. Затем на глубине 290–310 км различие становится снова статистически незначимо, а на глубине от 310 до 360 км значимое различие составляет 0.4 с. Таким образом, полученные данные ДВП указывают на увеличение глубины анизотропного слоя в юго-восточном направлении.

#### **Выводы**

1. Неразличимость дифференциальных невязок для полярных и экваториальных трасс на глубинах меньше 190 км указывает на изотропию этой части внутреннего ядра и его химическую однородность.

2. Большой градиент изменения ДВП по глубине, наблюдаемый на станциях сети LAPNET, возможно, связан с фазовым переходом на глубине от 240 до 260 км.

3. Глубина изотропного слоя в исследованной области увеличивается в юго-восточном направлении с 190 до 350 км.

Авторы выражают благодарность рабочей группе LAPNET/POLENET во главе с Е. Козловской за предоставленные цифровые сейсмические данные группы LAPNET.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. *Monnereau M., Calver M., Margerin L., Souriau A.* Lopsided growth of Earth's inner core // *Science*. – 2010. – V. 328, N 5981. – P. 1014–1017.
2. *Gubbins D., Sreenivasan B., Mound J., Rost S.* Melting of the Earth's inner core // *Nature*. – 2011. – V. 473. – P. 361–363.
3. *Tanaka S., Hamaguchi H.* Degree one heterogeneity and hemispherical variation of anisotropy in the inner core from PKP<sub>BC</sub>–PKP<sub>DF</sub> times // *J. Geophys. Res.* – 1997. – V. 102, N B2. – P. 2925–2938.
4. *Garcia R., Souriau A.* Inner core anisotropy and heterogeneity level // *Geophys. Res. Lett.* – 2000. – V. 27, N 19. – P. 3121–3124.
5. *Garcia R.* Constraints on uppermost inner core structure from waveform inversion of core phases // *Geophys. J. Int.* – 2002. – V. 150 (3). – P. 651–664.
6. *Isse T., Nakanishi I.* Inner-core anisotropy beneath Australia and differential rotation // *Geophys. J. Int.* – 2002. – V. 151. – P. 255–263.
7. *Niu F., Wen L.* Hemispherical variations in seismic velocity at the top of the Earth's inner core // *Nature*. – 2001. – V. 410. – P. 1081–1084.
8. *Овчинников В.М.* Об анизотропии внутреннего ядра // *Труды ИДГ РАН*. – 2004. – С. 123–127.
9. *Leykam D., Tkalcic H., Reading A.M.* Core structure re-examined using new teleseismic data recorded in Antarctica: evidence for, at most, weak cylindrical seismic anisotropy in the inner core // *Geophys. J. Inter.* – 2010. – V. 180, N 3. – P. 1329–1343.
10. *Irving J., Deuss A.* Hemispherical structure in inner core velocity anisotropy // *J. Geophys. Res.* – 2011. – V. 116, N B04307. – P. 1–17.
11. *Sun X., Song X.* Tomographic inversion for three-dimensional anisotropy of the Earth's inner core // *Phys. Earth Planet. Int.* – 2008. – V. 167. – P. 53–70.
12. *Li C., Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S.* A new global model for P wave speed variations in the Earth's mantle // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2008. – V. 9, N 5. – P. 1–21.
13. *Belonoshko A.B., Skorodumova N.V., Rosenberg A., Johansson B.* Elastic anisotropy of Earth's inner core // *Science*. – 2008. – V. 319. – P. 797–800.



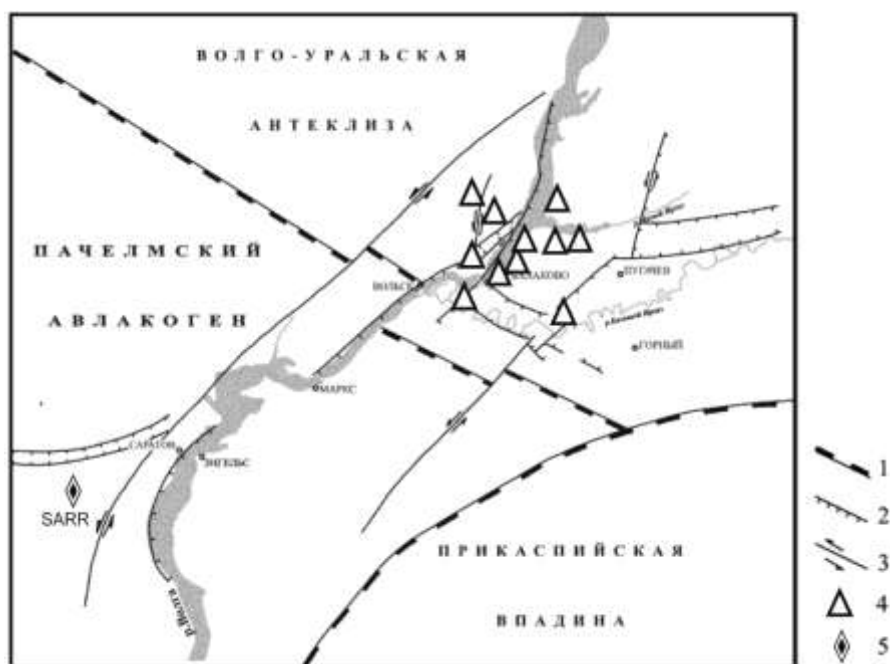
## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО ИЗМЕНЕНИЯ МЕСТНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ САРАТОВСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА

В.А. Огаджанов, А.В. Огаджанов, М.Ю. Маслова  
ГС РАН, г. Саратов

**Аннотация.** Выявлены недельные и сезонные периоды усиления местной сейсмичности в районе Саратовского геодинамического полигона. Показана приуроченность местных землетрясений к новейшим дислокациям района.

**Abstract.** The week and seasonal periods of increasing of local seismicity near the Saratov geodynamic range is revealed. Confinement of local earthquakes to the latest dislocations of the area is shown.

Саратовский геодинамический полигон (СГП) расположен в зоне сочленения основных геоструктур Восточно-Европейской платформы (рис. 1).



**Рис. 1.** Схема элементов тектоники Саратовского участка Поволжья по [1]:  
1 – крупные геоструктуры; 2 – разломы с вертикальным смещением; 3 – разломы с горизонтальным смещением; 4 – станции «Альфа-Геон»; 5 – станция «Саратов»

Тектонические структуры района, выраженные в мезокайнозойских отложениях, часто унаследованы от поверхности кристаллического фундамента и проникают во внутренние части земной коры и мантии, с ними связаны новейшая тектоника и современная геодинамика региона, в том числе и сейсмичность. Согласно данным о новейшей тектонике, активной является зона разломов, представляющих собой левосторонние сдвиги и сбросы, которые группируются по направлению р. Волги. Эта зона разломов является волжской частью сквозного разлома, прослеживающегося по направлению рек Камы и Волги и пересекающего Средиземноморскую альпийскую зону складчатости.

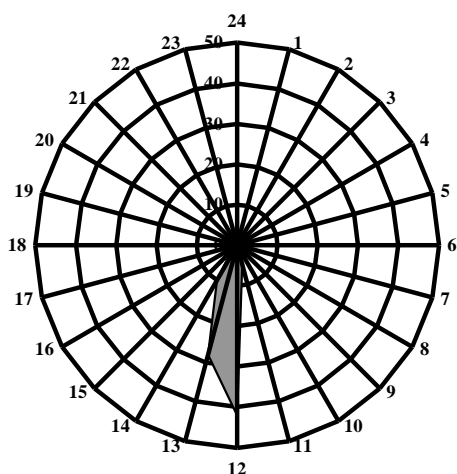
Для наблюдений за локальной сейсмичностью в центральной части Саратовской области, в районе г. Балаково, были организованы сейсмологические наблюдения группой станций «Альфа-Геон». Сейсмические станции «Альфа-Геон» начали свою работу в октябре 1999 г. в семи пунктах. С ноября 2005 г. в эксплуатацию введена сейсмическая станция «Саратов» федеральной сети ГС РАН, расположенная примерно в 60 км западнее г. Саратова.

Анализ полученных инструментальных записей за весь период наблюдений на СГП показывает, что зарегистрированные локальные сейсмические события имеют как тектоническую природу, так и обусловлены промышленными взрывами, сбросом воды в водохранилище, сверхзвуковой авиацией. Для отбраковки взрывов привлекались сведения о промышленных взрывах в карьерах Саратовской области в районе расположения СГП.

По официальным запросам на предприятия, проводящие взрывные работы, была собрана и проанализирована информация о проведенных на территории Саратовской области взрывных работах за период с октября 1999 по 2004 год. Информация была получена по 16 карьерам, расположенным на территории области. В карьерах, где производится добыча камня, известняка и щебня, осуществляются взрывы общей массой взрывчатых веществ (ВВ) от 0.1 до 7 т, большей частью – от 0.5 до 3 т.

Кроме горнодобывающих карьеров, в Саратовской области расположены полигоны Министерства обороны РФ, на которых производятся работы по испытанию и уничтожению взрывчатых веществ. В результате сопоставления собранного материала о взрывах в карьерах на территории Саратовской области с записями сейсмических станций за весь период наблюдений выявлено 89 записей зарегистрированных и документально подтвержденных взрывов.

подавляющее большинство зарегистрированных взрывов горнодобывающих предприятий, как следует из данных, приведенных в [2, 3], произведено в интервале 12–13 ч местного времени (рис. 2). Взрывы на полигонах, подведомственных Министерству обороны РФ, как правило, не фиксируются во времени и проводятся в течение всего светового времени суток.

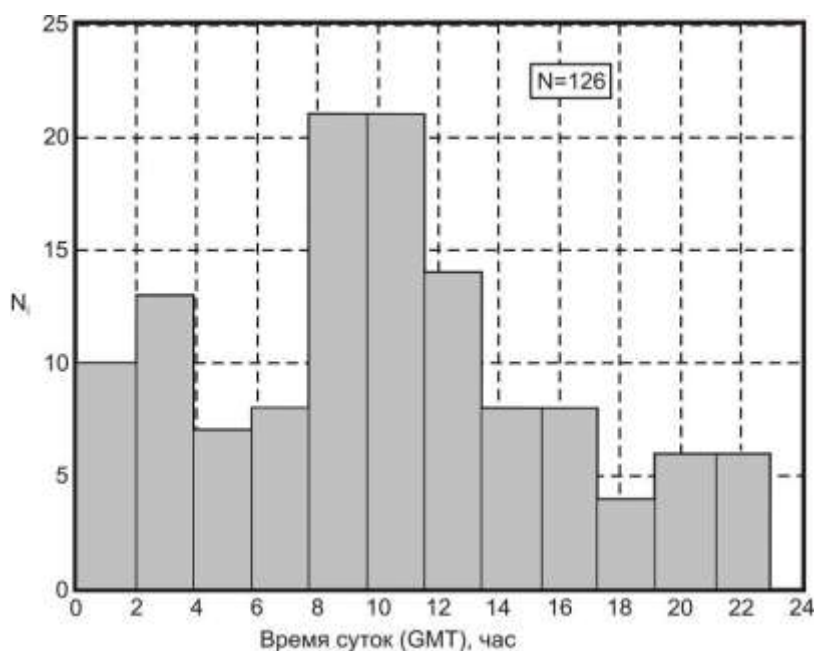


**Рис. 2. Распределение карьерных взрывов по времени суток за период 1999–2004 гг. (время местное)**

Сейсмические события иной – нетектонической – природы, например, акустические удары сверхзвуковой авиации и др. на записях сейсмических станций отличаются характерными волновыми формами [1], и поэтому не могут быть ошибочно идентифицированы как землетрясения.

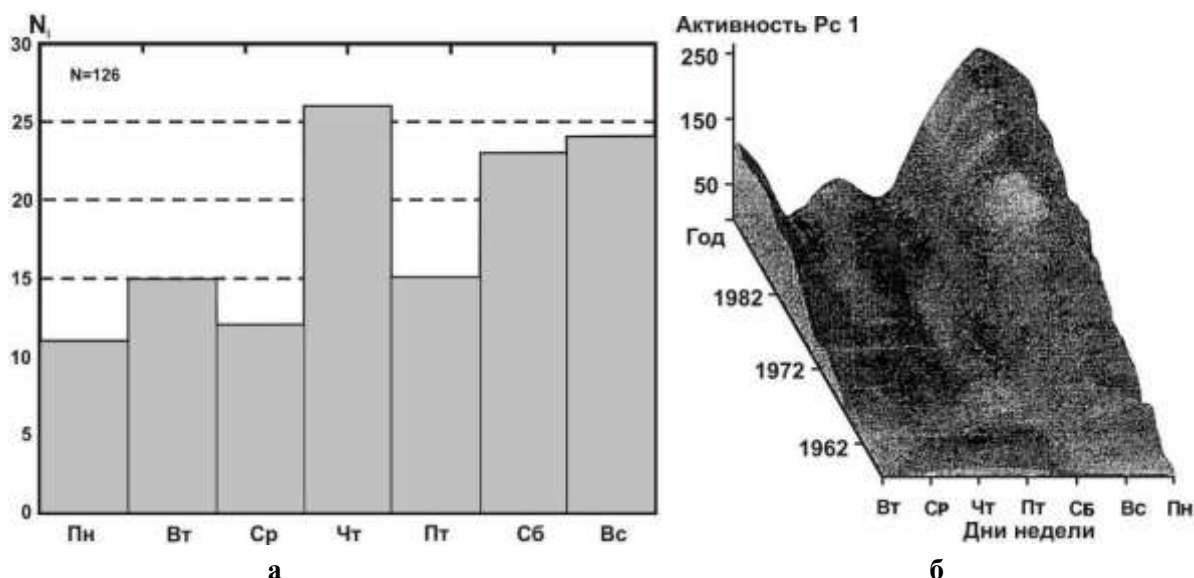
Из всей совокупности записей сейсмических событий те, которые отнесены к тектоническим, были сведены в каталог местных землетрясений. Указанные события были нами проанализированы с позиции их распределения во времени. Анализ был проведен на трех уровнях цикличности: суточном, недельном, сезонном.

Анализ распределения указанных сейсмических событий по времени суток показал, что события регистрируются круглосуточно, однако на диаграмме зависимости количества сейсмических событий от времени суток (рис. 3) отчетливо выделяются два периода усиления сейсмической активности, приуроченные к 5–6 и 13–14 ч местного времени. Пик, приуроченный к временному интервалу 13–14 ч, характерен максимальным числом зарегистрированных событий. Этот факт может свидетельствовать о том, что каталог сейсмических событий, возможно, не полностью очищен от взрывов.



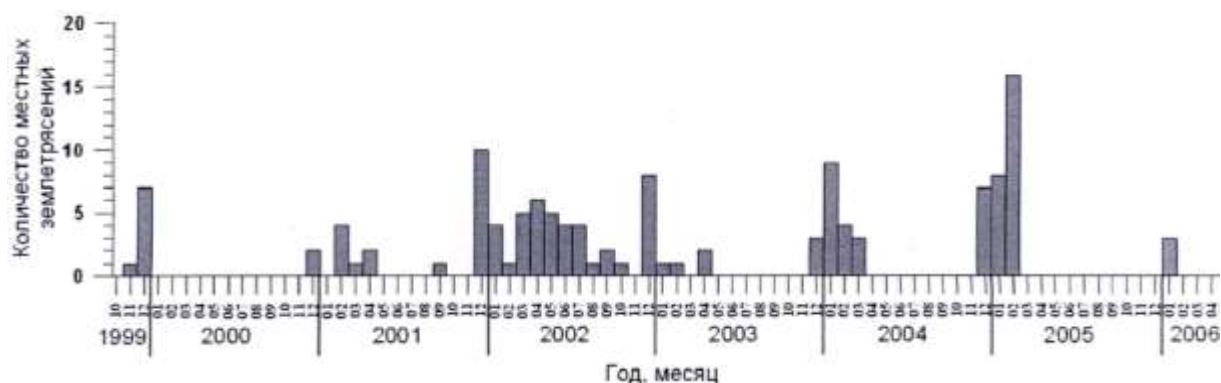
**Рис. 3.** Диаграмма распределения количества местных землетрясений в районе СГП по времени суток

Анализ распределения сейсмических событий по дням недели показывает отчетливую тенденцию усиления сейсмичности в выходные дни – к ним приурочено более 1/3 всех зарегистрированных на СГП местных сейсмических событий. Показательно, что такое положение вещей хорошо согласуется с данными, приведенными в [4], и свидетельствует об имеющей место закономерной цикличности в изменении уровня сейсмической активности во времени, получившей название «эффект выходных дней» и, очевидно, коррелирующей с циклами увеличения амплитуды ультранизкочастотной волны  $Pc_1$ , которая распространяется в магнитосфере Земли. Из рис. 4 совершенно очевиден факт совпадения периодов увеличения амплитуды волны  $Pc_1$  с периодами усиления сейсмической активности в районе СГП. Подобные совпадения, на наш взгляд, не могут быть случайными и являются весомым аргументом в пользу неантропогенной природы большинства местных сейсмических событий.



**Рис. 4.** Сопоставление по дням недели количества местных землетрясений с  $M \leq 3.2$  в районе Саратовского геодинамического полигона за период 1999–2006 гг. (а) с активностью ультранизкочастотной волны в магнитосфере Земли по [4] (б)

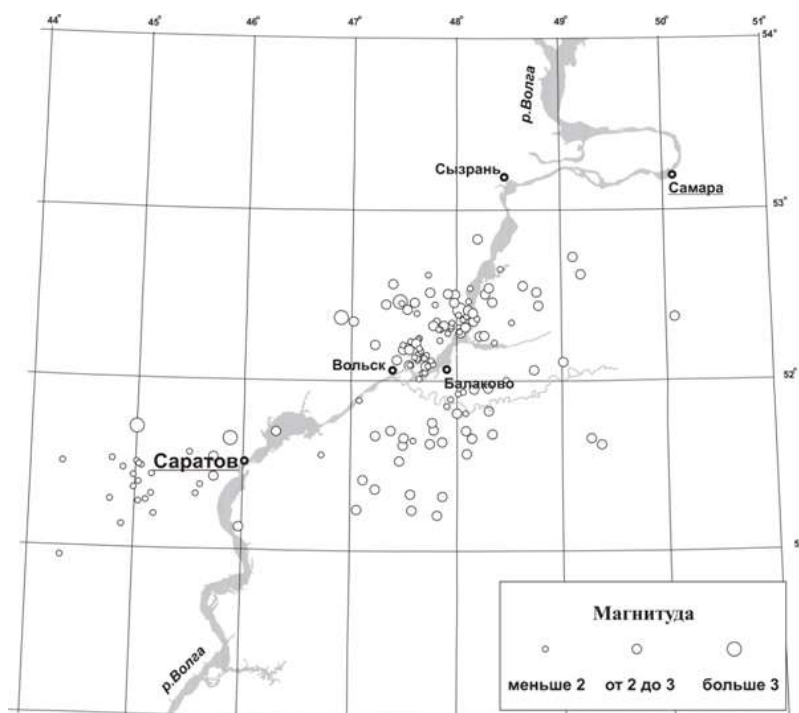
Анализ сезонных циклов распределения местных сейсмических событий в первом приближении указывает на усиление сейсмической активности в зимний период (рис. 5), что может объясняться возрастанием приливной деформации в литосфере Земли в период, когда расстояние между Землей и Солнцем минимально – перигелий.



**Рис. 5. Распределение количества местных землетрясений, зарегистрированных на СГП, по годам [1]**

Исключение составляет 2002 г., когда усиление местной сейсмичности наблюдалось также в марте–июле. Показательно, что с этим же периодом времени совпадает усиление сейсмической активности в регионе Каспийского моря, и в частности с сильным землетрясением с магнитудой 7, произошедшим на северо-западе Ирана.

Особенностью пространственного распределения местной сейсмичности в районе СГП является сосредоточение эпицентров землетрясений вдоль направления русла р. Волги – в зоне, где группируются новейшие дислокации (рис. 6).



**Рис. 6. Схема эпицентров локальных землетрясений СГП за период 1999–2007 гг. (с учетом данных [2, 3])**

Поле местной сейсмичности в данном районе имеет отчетливо выраженное северо-восточное направление, идентичное направлению новейших дислокаций. Тем самым косвенно подтверждается тектоническая природа данных сейсмических событий.

Таким образом, из анализа пространственно-временной закономерности проявления местной сейсмичности на СГП можно сделать следующие выводы:

– проявление сейсмичности в районе СГП не носит случайный характер и связано с циклическими изменениями внешних геофизических полей, обусловленных гравитирующим воздействием Солнца и распространением ультранизкочастотной волны  $Pc_1$  в магнитосфере Земли;

– выявлены недельные и сезонные циклы усиления слабой сейсмичности;

– пространственное распределение поля местной сейсмичности совпадает с расположением новейших дислокаций Поволжья.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы* / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Кн. 1: Землетрясения. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – 381 с.
2. *Огаджанов В.А., Маслова М.Ю., Огаджанов А.В.* Саратовский геодинамический полигон // Землетрясения Северной Евразии в 2002 году. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – С. 255–264.
3. *Огаджанов В.А., Маслова М.Ю., Огаджанов А.В.* Саратовский геодинамический полигон // Землетрясения Северной Евразии в 2003 году. – Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 222–226.
4. *Гульельми А.В., Зотов О.Д.* Явление синхронизма в динамической системе магнитосфера–техносфера–литосфера // Физика Земли. – 2012. – № 6. – С. 23–33.

## КАЗАХСТАН, САРЫДЖАЗСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 28 ЯНВАРЯ 2013 ГОДА

<sup>1</sup>В.И. Панин, <sup>1</sup>Т.Е. Нысанбаев, <sup>1</sup>М.О. Гессель,  
<sup>1</sup>Н.П. Неверова, <sup>2</sup>Т.В. Тарадаева

<sup>1</sup>СОМЭ КН МОН РК, г. Алма-Ата, Казахстан

<sup>2</sup>ТОО «Институт сейсмологии», г. Алма-Ата, Казахстан

**Аннотация.** Представлены результаты обработки записей землетрясения и серии афтершоков, произошедших на территории Казахстана 28 января 2013 года.

**Abstract.** The results of the processing of earthquakes and aftershocks records that occurred on the territory of Kazakhstan, January 28, 2013 are presented.

28 января 2013 г. в 22:38 жители г. Алма-Аты ощутили интенсивные колебания. Землетрясение произошло в 225 км на юго-восток от города на территории Раимбекского района Алматинской области на расстоянии 40 км от поселка Сарыджаз с  $K_p=14.7$ ,  $MS=6.0$ . Землетрясение и самые сильные афтершоки были зарегистрированы всеми глобальными сетями мира (табл. 1) и опубликованы в Интернете.

**Таблица 1**

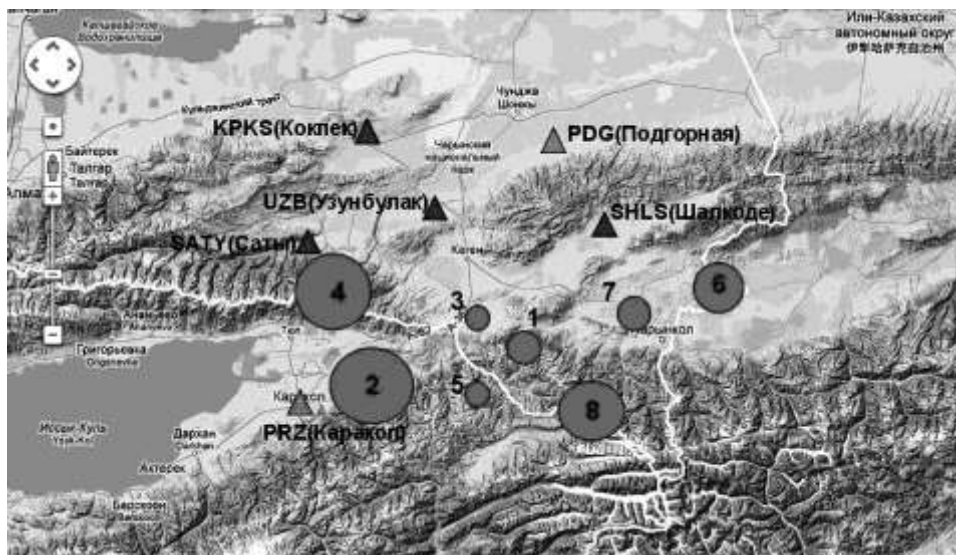
Агентство	$t_0$ , ч мин с	Гипоцентр			$m_b$
		$\varphi$ , °N	$\lambda$ , °E	$h$ , км	
USGS (США)	16:38:53.5	42.605	79.708	15	6.1
EMSC (Франция)	16:38:53.2	42.63	79.81	10	6.1
ГС РАН (Россия)	16:38:51.7	42.66	79.74	10	6.1
КНЦД РК	16:38:54.3	42.65	79.65	7	6.6
СОМЭ КН МОН РК	16:38:52.4	42.52	79.67	15	6.5

Эпицентр Сарыджазского землетрясения находится на востоке высокогорных хребтов Терсей-Алатау в северной части высокогорного свода Хан-Тенгри, где приурочен к узлу пересечения глубинных краевых разломов – поперечного Чиликского с продольным Баянкольским. Глубинные разломы образуют Баянкольскую сейсмогенную зону, в которой возможны землетрясения с  $M \leq 7.5$  [1, 2]. Каждый из них ограничивает крупные блоки, сложенные гранитоидными породами. Сильные землетрясения, зарегистрированные в этом районе, приведены в табл. 2.

**Таблица 2**

№ (на рис. 1)	Дата	Координаты гипоцентров		$K_p$
		$\varphi$ , °N	$\lambda$ , °E	
1	13.12.1944	42.70	79.50	12.0
2	05.06.1970	43.50	78.71	16.0
3	30.11.1975	42.80	79.35	11.4
4	25.03.1978	42.88	78.58	15.0
5	08.05.1986	42.52	79.25	10.9
6	01.12.2003	42.95	80.28	14.5
7	13.10.2006	42.80	79.85	12.0
8	28.01.2013	42.52	79.67	14.7

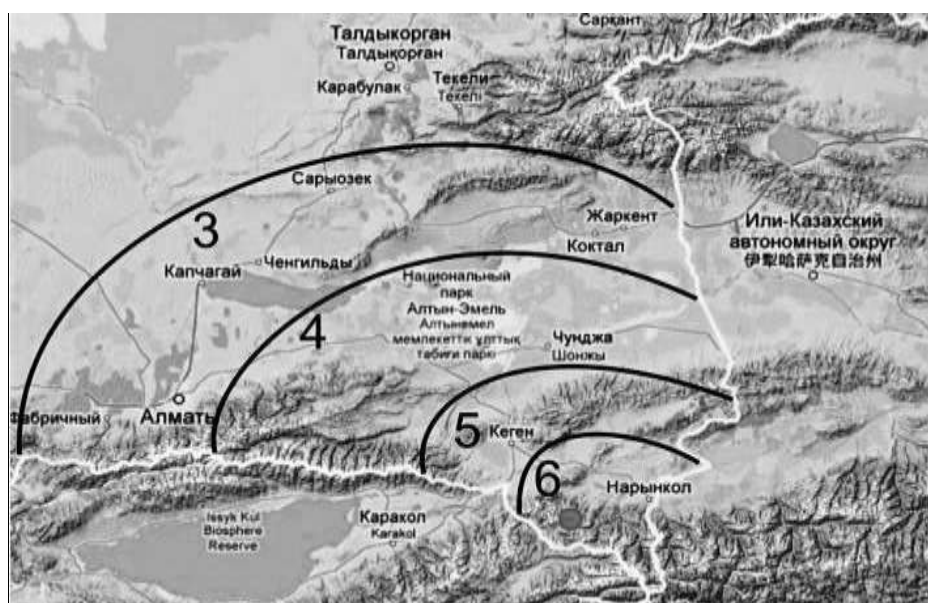
На рис. 1 показаны эпицентры сильных землетрясений и ближайшие сейсмические станции. Станции «Шалкоде», «Узунбулак», «Саты», «Кокпек» принадлежат сети Сейсмологической опытно-методической экспедиции Комитета по науке Министерства образования и науки Республики Казахстан (ГУ «СОМЭ КН МОН РК»), станция «Подгорная» – сети Казахстанского национального центра данных (КНДЦ) РК, станция «Каракол» – Институту сейсмологии Кыргызстана.



**Рис. 1.** Сейсмические станции и эпицентры ощутимых землетрясений вблизи очага землетрясения 28 января 2013 г.

Землетрясение 5 июня 1970 г. (№ 2) в восточной части Исык-Кульской впадины известно как «Сарыкамышское» 8–9-балльное землетрясение [3]. По размерам очага и выделенной энергии оно является крупнейшим на северных склонах хребта Терской-Алатау. Землетрясение 25 марта 1978 г. (№ 4) известно как Жаланаш-Тюпское [4].

29 января 2013 г. полевой отряд ГУ «СОМЭ КН МОН РК» и ТОО «Институт сейсмологии» выехал для проведения макросейсмического обследования (рис. 2). Плохие погодные условия и труднодоступность высокогорных поселков не позволили попасть непосредственно в эпицентральному зону [5].



**Рис. 2.** Изосейсты землетрясения 28 января 2013 г.

Интенсивность сотрясения грунта в населенных пунктах Тасаш, Сарыджаз и Нарынкол вблизи эпицентральной зоны составила VI баллов по Международной сейсмической шкале MSK-64. В поселке Кеген – IV–V баллов. По ощущениям жителей этих поселков, был громкий гул, резкий удар, от которого все жители выбежали на улицу. Скрипели двери, звенела посуда, люстры и лампочки раскачивались очень сильно. Разрушений зданий и сооружений не было обнаружено. Наблюдались единичные случаи образования трещин между блоками зданий на сейсмошвах и отслоения штукатурки в саманных строениях. В городе Алма-Ата интенсивность составила III–IV балла, в городе Талдыкоргане – II балла.

По сообщениям Казинформ со ссылкой на агентство «Синьхуа», на территории КНР были повреждены 4062 жилых дома, пострадали 14217 человек. Из разрушенных квартир люди были эвакуированы.

За первые сутки после главного события последовало 500 афтершоков, из которых 420 были локализованы. Остальные толчки идентифицированы по обработке одной станции – «Шалкоде», – ближайшей (~70 км) к эпицентру основного землетрясения (рис. 3 а). Во вторые сутки количество афтершоков снизилось  $\approx$  в три раза, в третьи – наблюдалось резкое сокращение (на порядок) землетрясений. Далее процесс плавно затухал. Наибольшее количество афтершоков произошло на глубине 15–20 км (рис. 3 б). Отметим, что мощность земной коры под окружающими рифт горными сооружениями достигает 47 км [6].

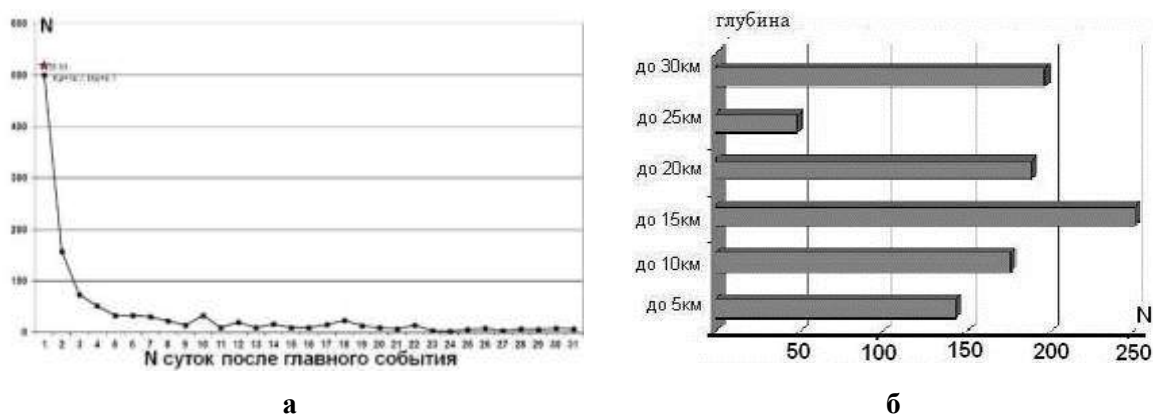


Рис. 3. Распределение афтершоков по количеству (а) и по глубине (б)

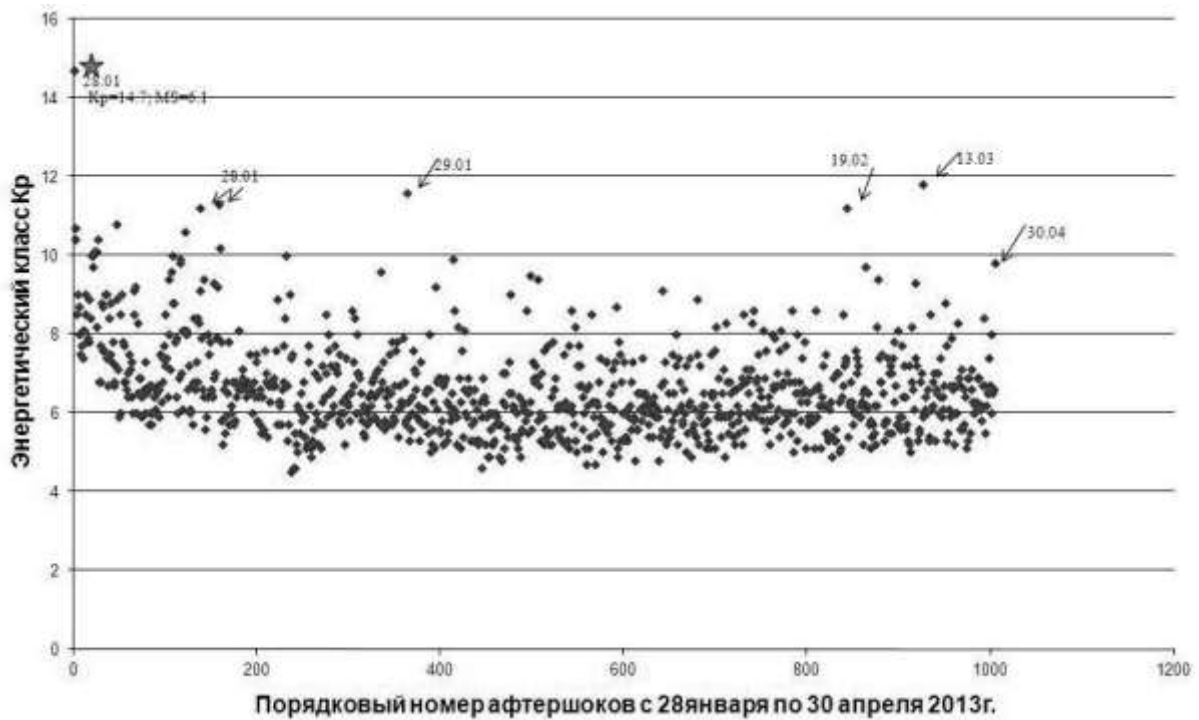
Энергетический диапазон (рис. 4) первых 500 афтершоков колебался в пределах  $K_p=5\div 12$ . Самый значительный по энергии афтершок с  $K_p=11.8$  зарегистрирован 13 марта в 22<sup>h</sup>32<sup>m</sup>, таким же энергетическим уровнем ( $K_p=11.6$ ) характеризовался афтершок 29 января в 08<sup>h</sup>57<sup>m</sup> (в первые сутки).

Необходимо заметить, что землетрясение 28 января отличалось «дефицитом» сильных афтершоков: полностью отсутствуют события с  $K_p=13$ ; зарегистрировано лишь два толчка 11-го и 12-го классов. Большая часть афтершоков имела  $K_p=5-10$ . Подобная ситуация наблюдалась во время Сарыкамышского землетрясения, где после основного толчка с  $K_p=16$  самыми сильными афтершоками были землетрясения с  $K_p=11$ .

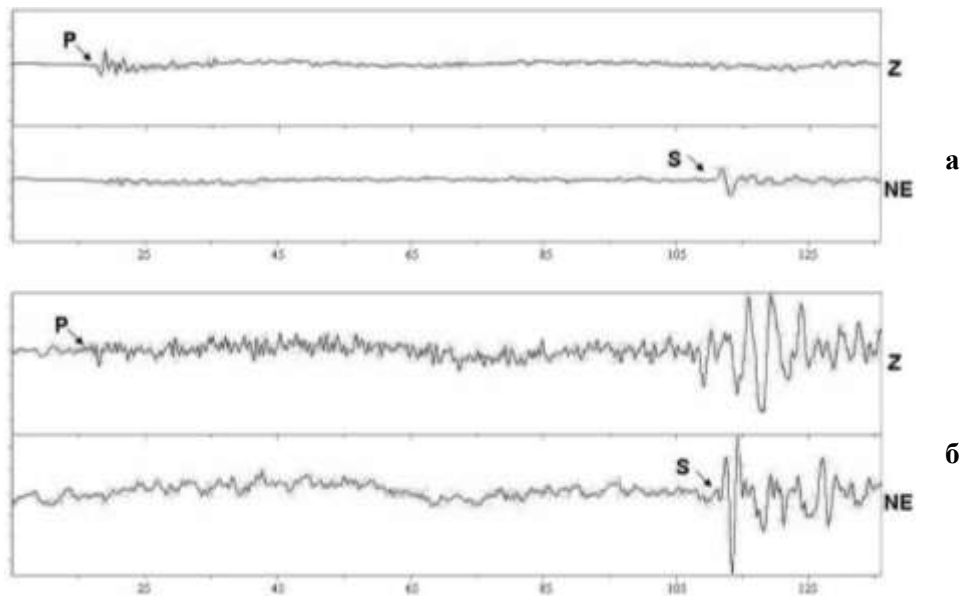
Анализ записей афтершоков по станции «Шалкоде» (рис. 5) показал, что отношение  $A_S/A_P$  находится в интервале от 0.3 до 50.0. Возможно, это характеризует сложные процессы в очаговой зоне. Эти различия привели к тому, что при равных магнитудах разница в классах афтершоков колеблется до 1.5 единиц. На рис. 5 приведены две сейсмограммы.

Следует также отметить, что при равных амплитудах  $P$ -волн ( $MPV=3.3$ ) максимальная амплитуда  $S$ -волн второго события значительно выше первого и, как следствие, энергетические классы отличаются на порядок. Особенностью волновой картины примерно 5% афтершоков было то, что амплитуды  $S$ -волн меньше, чем  $P$ -волны.





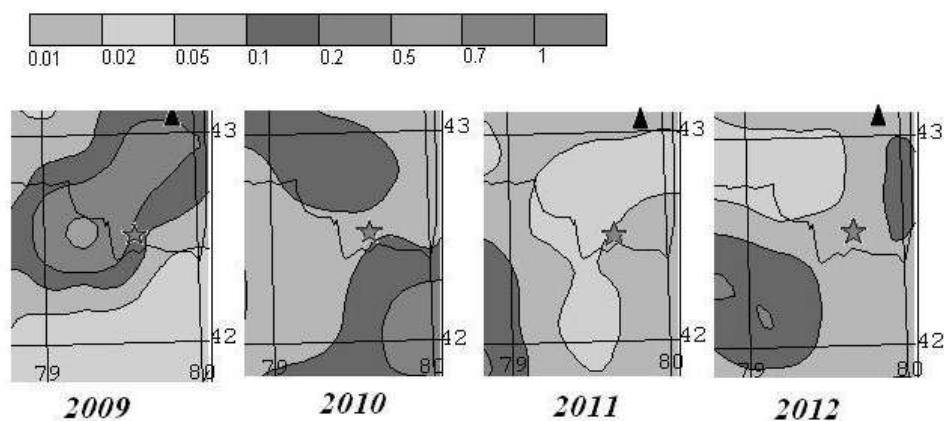
**Рис. 4.** Распределение афтершоков землетрясения 28.01.2013 г. по энергетическому классу



**Рис. 5.** Сейсмограммы афтершоков на станции «Шалкоде»:  
а –  $K_p=6.4$ ,  $MPV=3.3$ ; б –  $K_p=7.5$ ,  $MPV=3.3$

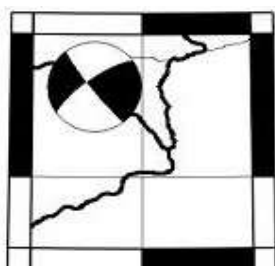
По инструментальным данным ( $K_p=14.7$ ,  $M=6.0$ ) была оценена длина разрыва в очаговой зоне основного землетрясения  $L \approx 20$  км [7]. Субширотное простираение облака афтершоков совпадает с азимутом первой нодальной плоскости разрыва, ширина очаговой области  $\approx 30$  км. Незначительное количество эпицентров афтершоков вытянуто в субмеридиональном направлении (север-северо-запад).

Из карт сейсмической активности за 2009–2012 гг. (рис. 6) видно изменение сейсмического режима. В 2009 г. активность зоны будущего очага землетрясения была на отметке  $A_{10}=0.1-0.2$ , а в 2012 г. – понижается до значения  $A_{10}=0.02-0.05$ . В 1970 г. активность зоны Сарыкамышского землетрясения составила  $A_{10}=0.08$ .



**Рис. 6.** Карты сейсмической активности с 2009 по 2013 г.

Механизм главного толчка определен по 45 знакам первых движений  $P$ -волн, записанных сейсмическими сетями Казахстана (СОМЭ КН МОН РК и НЯЦ РК), КНЕТ, CAREMON, совместно с сотрудниками НЯЦ. Получено надежное решение механизма очага для глубины гипоцентра 15 км, в котором согласованность знаков составляет 100%. Решение механизма очага по первым вступлениям  $P$ -волн, параметры механизма очага показаны на рис. 7.



Оси главных напряжений						Нодальные плоскости					
$P$		$T$		$N$		NP1			NP2		
AZM	PL	AZM	PL	AZM	PL	STK	DP	SLIP	STK	DP	SLIP
189	6	97	15	299	74	234	75	7	142	84	166

**Рис. 7.** Механизм очага и параметры механизма землетрясения 28.01.2013 г.

Очаг реализовался под действием близгоризонтального сжатия в субмеридиональном направлении и близгоризонтального растяжения в субширотном направлении, тип подвижек характеризуется сдвигом по обеим возможным плоскостям разрыва. Кинематический тип подвижки, установленный по параметрам механизмов, не противоречит геологическим характеристикам Чиликского сдвига.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Тимуш А.В. и др.** Сейсмогенерирующие зоны Казахстана. – Алматы: Институт сейсмологии, 2012. – С. 80.
2. **Сыдыков А.** Сейсмический режим территории Казахстана. – Алматы, 2004. – С. 230.
3. **Землетрясения в СССР в 1970 году.** – М.: Наука, 1973. – С. 100–117.
4. **Землетрясения в СССР в 1978 году.** – М.: Наука, 1982. – С. 37–38.
5. **Отчет по результатам макросейсмического обследования землетрясения 28.01.2013 г.** – Алматы: ГУ «СОМЭ КН МОН РК», 2013.
6. **Тимуш А.В.** Сейсмотектоника литосферы Казахстана. – Алматы, 2011. – С. 154.
7. **Ризниченко Ю.В.** Проблемы сейсмологии. – М.: Наука, 1985. – С. 29–30.

# ВЗАИМОСВЯЗЬ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И СЕЙСМОТЕКТОНИКИ АРАРАТСКОЙ ВПАДИНЫ И ВЫЯВЛЕНИЕ НЕКОТОРОЙ ПЕРИОДИЧНОСТИ В СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Р.А. Пашаян, Г.А. Туманян, Л.А. Ахвердян  
*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА, г. Ереван, Армения*

**Аннотация.** Приводятся материалы по сейсмическому режиму региона и по напряженно-деформированному состоянию земной коры. Рассмотрен временной ряд значений энергии произошедших землетрясений. Выведена некоторая повторяемость сейсмических событий во времени. Приводятся данные геологической изученности Араратской впадины Центральной Армении.

**Abstract.** Materials of seismic regime of a region and on stressedly-deformative state of the earth crust are presented. Time series of emitted energy value of the occurred earthquakes was observed. Some repeatability of the seismic event in time is defined. The data of geological study of Ararat depression of Central Armenia is discussed.

## Введение

Задачей настоящей работы является выявление взаимосвязи сейсмической активности и сейсмотектоники Араратской впадины. Решение задачи требует привлечения современных методов измерений деформаций земной поверхности с помощью спутниковых наблюдений и непрерывного мониторинга сейсмоактивных регионов Армении.

## Сейсмический режим региона во времени

Для представления взаимосвязи сейсмической активности и сейсмотектоники исследуемой площади и с целью выявления периодичности в работе приводятся сейсмологические данные за 1991–2012 гг. (данные Национальной службы сейсмической защиты Армении (НССЗ)). Каталог составлен для землетрясений с  $M > 3.0$ . Общее количество произошедших за указанный период землетрясений – 104. Составлена и приводится карта (рис. 1 а) территории Армении с нанесением и распределением в пространстве эпицентров землетрясений.

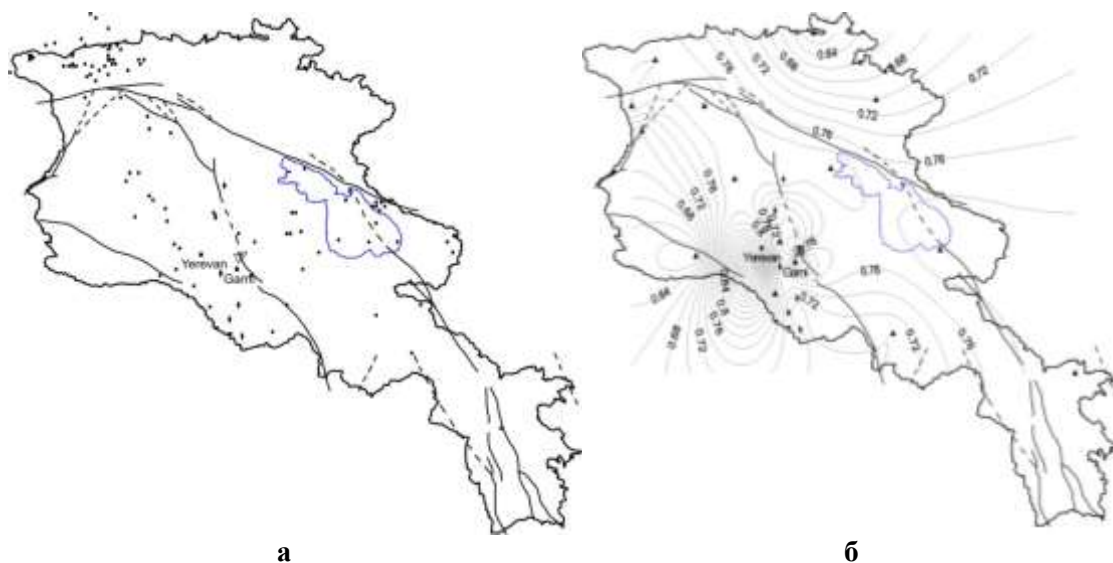
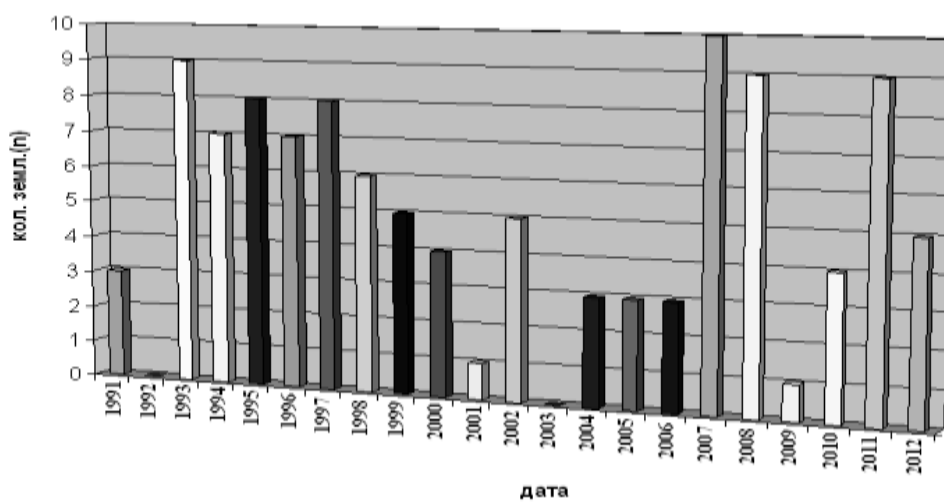


Рис. 1. Карты эпицентров очагов землетрясений Армении за 1991–2012 гг. с  $M > 3$  (а) и напряженно-деформированного состояния земной коры (б)

Очаги произошедших землетрясений ( $M > 3.0$ ) в основном охватывают северную и центральную части территории Армении (Аrarатская впадина) и носят локальный характер – вокруг большого Севана, в восточной части и вдоль Гарнийского разлома. Составлена карта фоновых значений сейсмичности с  $M < 2$ , на которой видно, что сейсмический фон ( $M < 2$ ) землетрясений распределен по всей территории, кроме северо-востока и юга Армении.

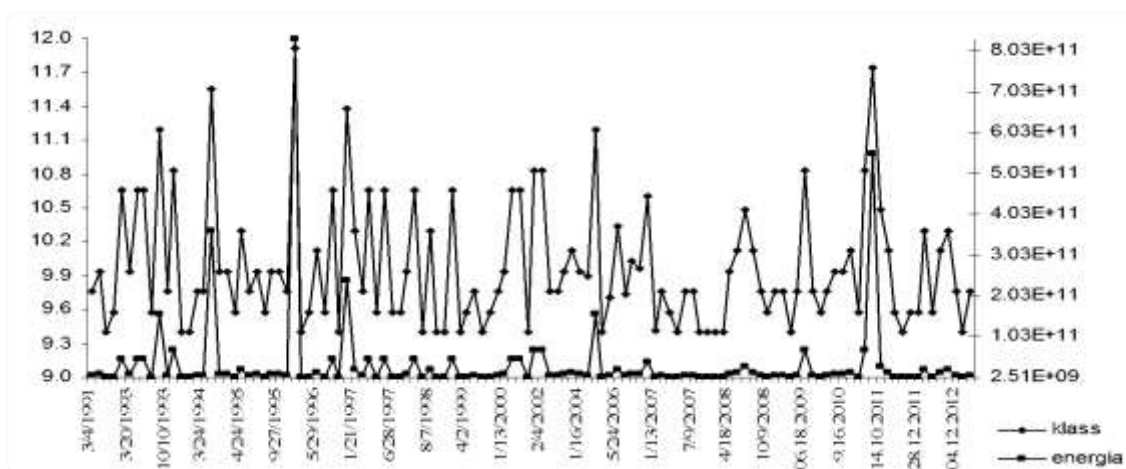
На гистограмме (рис. 2) наблюдается некоторая периодичность вариации сейсмичности – 11-летний цикл наблюдается с 1992 по 2003 г. (отсутствие землетрясений), и восьмилетний цикл – с 2001 по 2009 г. (по наименьшему количеству произошедших землетрясений). Повторение циклов повторяемости землетрясений в последующие годы позволит дать их интерпретацию.



**Рис. 2.** Распределение количества землетрясений с  $M > 3.0$  по годам

Величины энергии произошедших землетрясений (рис. 3) повторяют циклы, приведенные выше. Карта деформационно-напряженного состояния земной коры региона, составленная за 1991–2012 гг. (рис. 1 б), отражает напряженные участки территории Армении.

При анализе каталога землетрясений за 1991–2012 гг. нами [1] выявлена некоторая периодичность (9.7 лет) в сейсмичности на территории Армении для землетрясений с  $3.0 < M < 4.0$ .



**Рис. 3.** Временной ряд энергетического класса землетрясений и значений выделившейся энергии

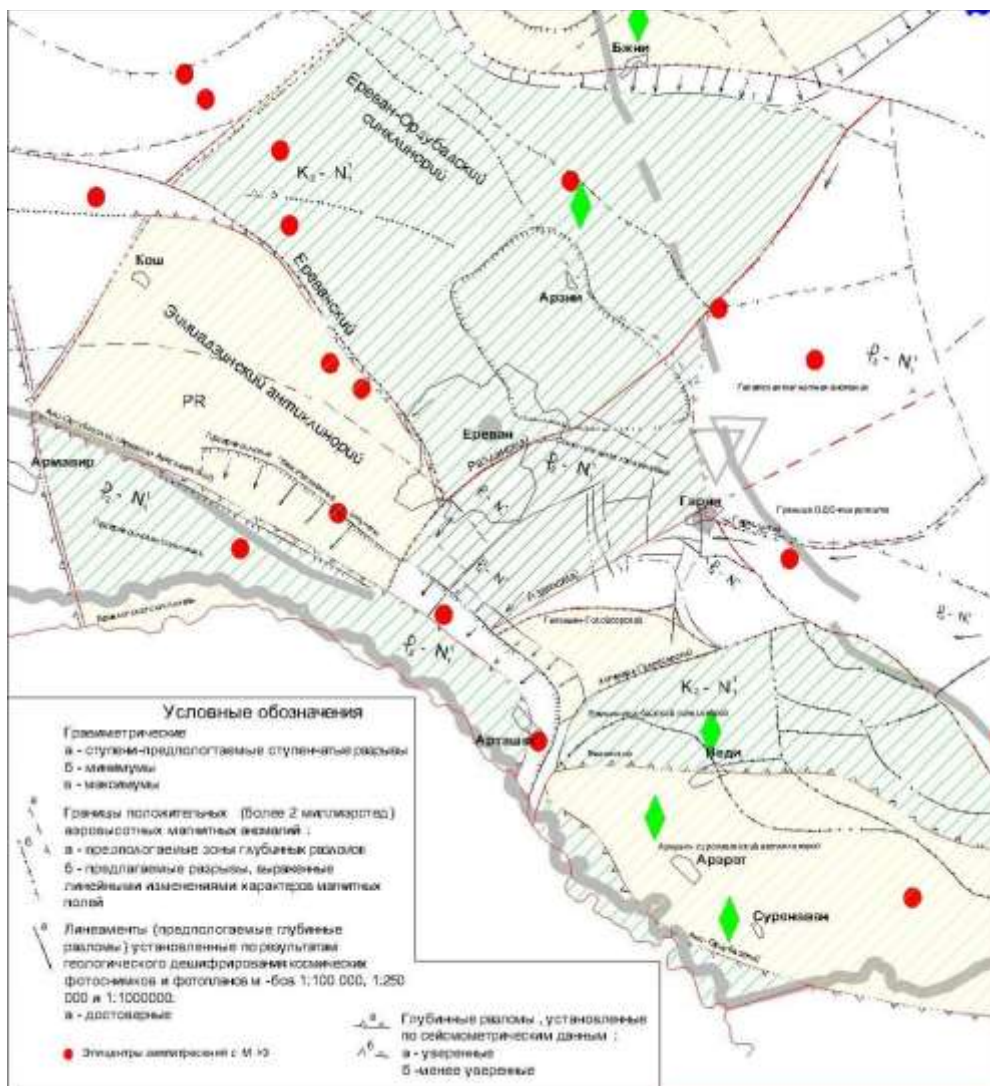
### **Сеймотектоника Араратской впадины**

Араратская межгорная впадина расположена в центральной части Армении и развита на северо-западных частях Цахкунг-Зангезурской, Приараксинской антиклинорных и Ереван-Ордубадской синклинорной складчатых структур [2]. Фундамент отмеченных структур представлен Анатолийско-Армянско-Иранской микроплитой. В середине отмеченной впадины, на междуречье рек Раздан и Азат, выделяется сейсмоактивный грабен-синклинорий [3], ограниченный Разданским, Азатским поперечным, Гарнийским и Армавир-Арташатским разломами, слагающими сеймотектонический узел.

Ранее проведенные исследования показали, что от базисных структур основания коры переход к структурам северо-западного и юго-восточного простирания складчатого комплекса сопровождается убыванием амплитуды смещений по сейсмодогенерирующим разломам [4] и их затухание в покровном комплексе. При этом коровые превращаются в структуры первого порядка, а структурный план развития современных тектонических движений вырисовывается расположением эпицентров сильных землетрясений в узлах пересечения поперечных и продольных разломов. Выделенный Приараксинский антиклинорий [5] в основном представлен прибрежной синклиналью. Эчмиадзин-Арарат-Суренаванская антиклиналь отличается гранит-метаморфическим фундаментом основания коры и ограничена региональными Ереванским и Ани-Ордубадским разломами. Сеймотектонический узел Араратской впадины выделяется сочетаниями продольных и наложенных поперечных разломов и ограничен Масис-Дзорахпюрским и Геташен-Гарнийским (Азатским) разломами, характеризуется многоступенчато-направленными на юго-запад тектоническими движениями на границе Аждаак-Веди-Араратского мегаблока (рис. 4). Дугообразное простирание Азатской приразломной антиклинали и Азатского сдвига-взброса образуется из-за ступенчатого развития поперечной, по отношению к указанным структурам, серии близмеридиальных левых сдвигов. Они привели к многоступенчатому перемещению зоны Азатского разлома на юго-восток, к четвертькруговому перемещению фронтальной части Ераносского блока (рис. 4). На этом участке ущелья р. Азат на аэрокосмических фотоснимках выделяется линеамент [6], представленный зоной развития тектонической трещиноватости, разрывными нарушениями, а также современными сбросо-сдвигами. Отмеченная граница резкого изменения характера тектонических движений, по-видимому, является приповерхностным выражением зоны ОДС-макроплиты. По ОДС-микроплите разница перемещения Ераносской группы антиклиналей колеблется в пределах 28–36 км. При этом разница на южно-фронтальных частях Гегам-Вединского и Ереванского мегаблоков составляет около 12 км. Аналогичные тектонические движения развиты на Ереванском мегаблоке. Они отличаются тем, что на Гегам-Вединском мегаблоке отмеченное развитие завершено, т.е. сжато до предела, а на Ереванском мегаблоке после перерыва вновь возобновилось. Надвиговое и дугообразное изменение по Ереванскому разлому суммарно сопровождалось изменениями простирания Ереванского разлома (рис. 4) от субширотного до диагонального. Современные тектонические движения Ереванского мегаблока подтверждаются разностями перемещений Гегам-Веди-Араратского и Ереванского мегаблоков.

### **Выводы**

Исследование повторяемости землетрясений во времени и в пространстве способствует выявлению потенциальных очагов землетрясений и возможность оценки сейсмической опасности. Выделена наиболее напряженная часть Центральной Армении, куда входит Араратская впадина. Тектонические движения Араратской впадины относительно стабилизировались в верхнемиоцен-среднечетвертичное время и возобновились в настоящее время. Это подтверждается концентрацией эпицентров землетрясений на фронтальной части Ереванского мегаблока и Азатского разлома, а также в пределах Аштарак-Ошаканского подблока.



**Рис. 4. Схема разломной тектоники Араратского полигона (составил Г.А. Туманян)**

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Пашаян Р.А., Туманян Г.А.** Проявления периодичности в геодинамических процессах земной коры Армении // Сборник научных трудов Международной конференции, посвященной 50-летию основания Института геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА. – Ереван: Изд-во Гитутюн НАН РА, 2011. – С. 166–181.
2. **Асланян А.Т.** Основные черты геологического строения и тектонического развития Тавро-Кавказского региона // Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле. – 1983. – № 72. – С. 23–32.
3. **Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П.** Сейсмотектоника АрмССР. – Ереван: ЕрПИУ. – 1981. – 283 с.
4. **Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Шукин Ю.К.** Глубинные неоднородности верхней мантии и их влияние на структуру и динамику земной коры // Доклады 27-й сессии МГК. Т. 7.: Тектоника. – М., 1984. – С. 185–192.
5. **Туманян Г.А., Ахвердян Л.А.** Сейсмотектоника Ереванского региона // Научная конференция, посвященная 60-летию НАН РА. – Гюмри: Изд. Гитутюн НАН РА, 2004. – С. 139–143.
6. **Туманян Г.А.** Глубинная структура земной коры на космических изображениях // Исследование Земли из космоса. – М., 1983. – № 5. – С. 32–39.

## ОБ АКТУАЛИЗАЦИИ ИНФОРМАЦИОННЫХ РЕСУРСОВ С ПРИМЕНЕНИЕМ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ В ГС РАН

Н.В. Петрова, С.А. Красилов, А.В. Михеева  
ГС РАН, г. Обнинск

**Аннотация.** Представлен обзор информационных ресурсов и ГИС-систем, применяемых в научно-аналитической деятельности ГС РАН. Приведены результаты тестирования и адаптации ГИС-системы EEDB, разработанной в СО РАН и внедренной в Центральном отделении ГС РАН в конце 2012 года. Определены основные направления дальнейшего развития и совершенствования информационных ресурсов ГС РАН.

**Abstract.** The review of information resources and GIS systems used in scientific and analytical activity of the GS RAS is presented. The results of testing and adaptation of EEDB GIS system developed in the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences and implemented in the GS RAS Central Branch at the end of 2012 are given. The main directions of further development and improvement of information resources of the GS RAS are elaborated.

### Введение

Деятельность ГС РАН по проведению комплексных сейсмологических, геофизических, геодинамических и других наблюдений на территории России с оповещением о сейсмической ситуации центральных и местных органов власти, а также представлением информации о землетрясениях России и мира на официальном сайте ГС РАН (<http://www.ceme.gsras.ru>) и в научных публикациях требует применения ГИС-технологий для оперативного анализа целого комплекса информации на различных масштабных уровнях – локальном, региональном, национальном и глобальном.

Целью данной работы является выработка на основе анализа существующих геоинформационных ресурсов и систем обработки данных ГС РАН основных направлений их совершенствования в соответствии с требованиями:

- оперативности анализа;
- возможности решения широкого круга сейсмологических задач в рамках одного приложения на разных масштабных уровнях;
- качества и презентабельности получаемых результатов исследований.

### Геоинформационные системы (ГИС) в ГС РАН

В настоящее время для комплексного анализа результатов геофизического мониторинга в различных филиалах и подразделениях ГС РАН применяются два основных класса ГИС-приложений:

- программные продукты широкого профиля, предоставляющие высокотехнологичную среду, способную анализировать различную информацию с привязкой к картографическим слоям, такие, как ArcGIS/ArcView, MapInfo, MapViewer, Surfer и др.;

- целенаправленно разработанные специализированные программные комплексы и геоинформационные системы с вложенными в них расширенными базами геоданных.

Несмотря на широкие возможности пространственного анализа информации и ее представления, недостатками первого класса приложений являются необходимость приобретения дорогостоящих лицензий для их установки и работы, значительный объем работ по адаптации под конкретные задачи, необходимость применения разных приложений для решения различных сейсмологических задач и наличия определенных навыков работы с ними, включая написание скриптов. В результате длительность процесса комплексного анализа данных увеличивается, что не отвечает требованию оперативности.

В таком случае более привлекательными для широкого круга исследователей ГС РАН представляются ГИС второго класса.

Разработка ГИС-технологий стала частью Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 21 «Разработка фундаментальных основ создания научной распределенной информационно-вычислительной среды на основе технологий grid» – «Электронная Земля» (Центральный портал геоинформационной среды «Электронная Земля» <http://earth.viniti.ru>), начатой в 2004 г., благодаря которой исследователи получили в том числе и уже широко известные аналитические on-line приложения, являющиеся сетевыми ГИС: GeoProcessor, GeoTime и пр. (<http://www.geo.iitp.ru/GeoProcessor-2/new/Tutorial-part1.htm>) [1]. Подробное представление этих продуктов состоялось летом 2012 г. в рамках Международной школы GA ESC–2012 (Обнинск, 25–30 августа 2012 г.).

Несколько информационных систем создано и функционирует в Камчатском филиале ГС РАН, – это ГИС «Петропавловский геодинамический полигон», информационно-вычислительная система «Землетрясения Камчатки», информационная система «Монитор сейсмической активности Дальнего Востока России» и др. Они успешно справляются с решением таких задач регионального и локального масштаба, как предоставление данных о конфигурации наблюдательной сети, характеристиках отдельных станций, геологических, тектонических и сейсмических условиях, исследование физики сейсмического процесса, изучение очагов слабых и сильных землетрясений; интерактивный анализ сейсмических сигналов во временной, частотной, частотно-временной и пространственной областях с выводом результатов непосредственно в Web-браузер пользователя, построение интерактивных карт, включая слой спутниковых снимков с обозначенными на них эпицентрами землетрясений. На сайте КФ ГС РАН организован дистанционный доступ к этим и другим информационным ресурсам (<http://www.emsd.ru/>).

Заинтересованный отклик среди специалистов Центрального отделения (ЦО) ГС РАН получила работа сибирских ученых, направленная на создание ГИС-системы EEDB (экспертная база данных землетрясений) [2, 3]. Объектом исследования в этой работе был комплекс информационных, математических и программно-алгоритмических средств для изучения характеристик сейсмогеодинамического процесса по данным каталогов землетрясений. В результате сформирован программный блок гибкого анализа сейсмологических данных, включающий в себя необходимый набор характеристик сейсмического режима и алгоритмов группирования данных. В рамках Седьмой Международной сейсмологической школы состоялась презентация этого сертифицированного авторского продукта (авторы – А.В. Михеева, П.Г. Дядьков и А.Г. Марчук), а в конце 2012 г. EEDB была внедрена в опытную эксплуатацию в ЦО ГС РАН для использования в научно-исследовательских работах по следующим направлениям:

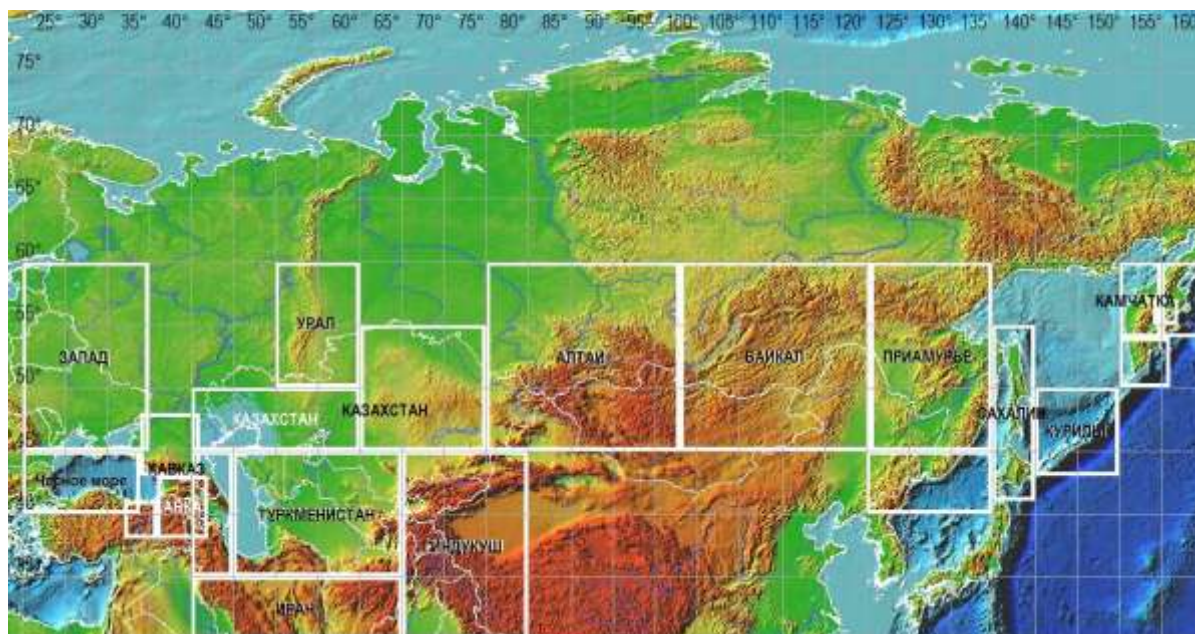
- автоматизация процесса построения карт эпицентров землетрясений с пространственным расположением гипоцентров на вертикальных разрезах, визуализация механизмов очагов, выделение из каталогов афтершоковых последовательностей землетрясений в сопоставлении с геолого-географической и тектонической информацией (рельеф местности, разломная тектоника, населенные пункты и др.);

- автоматизация процесса анализа информации о пространственно-временном распределении сейсмичности и параметрах сейсмического режима основных сейсмоактивных регионов России, Северной Евразии и мира;

- подготовка картографической информации для публикаций в информационных сообщениях о сильных землетрясениях России и мира на сайте ГС РАН, научных статей, в том числе в сборниках «Землетрясения России» и «Землетрясения Северной Евразии».



В первоначальный вариант внедряемой системы были включены база данных рельефа с 30-секундным разрешением для всего мира и 3-секундным – для районов «Алтай» и «Байкал» (рисунок) и другими географическими данными, а также каталоги землетрясений и их механизмов ведущих международных сейсмологических центров (NEIC, GCMT, ISC и др.) и региональные каталоги.



**Рис. Зоны с 3-секундным разрешением, включенные в Базу данных EEDB**

В процессе опытной эксплуатации разработчиками (А.В. Михеевой) в тесном контакте с сотрудниками ГС РАН проводилась адаптация системы к задачам ГС РАН. В частности, модернизирован ряд блоков:

- отображение сейсмических станций с возможным делением их на группы, выделенные размером и цветом;
- нанесение на карту механизмов очагов из разных источников с возможностью изменения графических свойств их диаграмм;
- включение возможности нанесения границ тектонических зон и пр.

Так как во многих районах России проводятся локальные сейсмологические исследования, особенно важно было расширить список районов, для которых рельеф описан детально, с 3-секундным разрешением [4] как минимум. Эта задача была решена сотрудниками ЦО ГС РАН для большинства сейсмоактивных регионов России (рис.) после освоения ими технологии пополнения баз данных EEDB и приобретения опыта работы с системой.

Кроме того, силами сотрудников ЦО ГС РАН база данных ГИС EEDB дополнена точечной и векторной информацией, включающей список городов и административные границы автономных республик и областей России, расположение и тип сейсмических станций ГС РАН, каталоги основных параметров и механизмов очагов землетрясений России и отдельных регионов Северной Евразии, схемы разломов и границы тектонических зон для регионов Кавказа и Туркменистана.

Начата работа по конвертации в векторный формат и внедрению в базу данных системы EEDB схем разломов и линеаментов, актуализованных при разработке новой карты сейсмического районирования территории России [5].

В настоящее время ГИС EEDB в наибольшей степени адаптирована для регионов Алтай, Байкал, Северный Кавказ и Туркменистан.

Результаты внедрения в ЦО ГС РАН показали, что в аппаратной и алгоритмической части ГИС EEDB в целом соответствует задачам ГС РАН, касающимся сейсмического мониторинга и анализа параметров сейсмического режима и в недалекой перспективе может стать основным продуктом для аналитических исследований такого плана. Однако для этого необходимо провести дополнительно довольно большой объем работ по информационному наполнению БД этой ГИС и повышению разрешения картографической информации.

Активное внедрение ГИС EEDB в ГС РАН не исключает дальнейших разработок и/или внедрения новых наукоемких программных продуктов и ГИС-приложений, позволяющих проводить интегрированный анализ сейсмогеодинамического процесса на разных масштабных уровнях.

Среди таких работ в ГС РАН можно назвать разработку автоматизированной Интернет-системы для оценки и анализа макросейсмических проявлений ощутимых землетрясений на территории России и стран СНГ для официального сайта ГС РАН, тестовый вариант которой уже функционирует. Для визуализации данных по землетрясениям разработчики выбрали использование возможностей интерактивных карт Google. В 2012 г. силами сотрудников всех подразделений ГС РАН для этой системы создана база данных населенных пунктов *DyfitSettlements*, содержащая сведения о местоположении, количестве населения, почтовых индексах более 130 000 населенных пунктов России.

### **Информационное наполнение**

Успех решения задач геоинформационного анализа существенно зависит от полноты наполнения БД разносторонней специальной информацией. Базы, банки, каталоги и архивы данных являются основными результатами многолетней работы Геофизической службы РАН. Они объединяют каталоги основных параметров землетрясений, регулярно пополняемые сводные каталоги параметров очагов землетрясений, архивы первичных данных, цифровые архивы волновых форм землетрясений, архивы записей сильных движений, результаты геодинамических наблюдений и др. Обработка первичных данных и пополнение баз данных осуществляется с помощью специализированного программного обеспечения, такого, как программный комплекс WSG [6] в центральном отделении и некоторых филиалах ГС РАН, GIP и DIMAS [7] в Камчатском филиале ГС РАН, EL-WIN в Кольском филиале.

Географические данные включены и в большинство других баз данных с целью визуализации их содержимого на картах. Так, базы данных «Землетрясения России», «Сейсмические станции», «Сейсмологический каталог» ЦО ГС РАН включают информацию о положении информационных центров, сейсмических станций, о конфигурации регионов и субрегионов на территории России и мира. В интерфейс пользователя, реализованный с использованием технологии Web-приложения, также входит набор карт, подготовленных с помощью программного комплекса GMT v4.2 [8].

Актуальной становится задача систематизации и унификации представления результатов наблюдений в базах данных. В настоящее время в ЦО ГС РАН поддерживаются несколько баз данных с информацией, разнородной по временному, пространственному и энергетическому признакам. Так, базы данных WSG и «Землетрясения» (Earth-Quakes) содержат данные текущей обработки Службой срочных донесений (ССД) землетрясений земного шара, базы данных «Оперативный сейсмологический каталог ГС РАН» и «Оперативный сейсмологический бюллетень ГС РАН» включают электронные варианты каталогов и бюллетеней ССД, база данных «Землетрясения России» (2003–2010 гг.) содержит информацию о землетрясениях России и ее отдельных регионов, публикуемых в одноименном сборнике. На текущий момент формат внутренних структур, информационные показатели (поля БД) и формат внешнего представления указанных баз различен, как и способ представления информации на картах (внутренний «упрощенный» интерфейс для WSG и технологии Web-приложения для остальных БД).

Вышеизложенное позволяет определить основные направления совершенствования информационных ресурсов, в том числе и целью использования их в ГИС:

– унификация форматов представления баз данных с проведением верификации данных, содержащихся в них (каталоги, бюллетени), созданием единой технологии накопления сейсмологической информации от первичной обработки до выпуска сборников землетрясений и с сохранением истории обработки;

– актуализация существующих и создание новых баз сейсмологических, макросейсмических, геолого-тектонических и других данных в соединении с геоинформационными системами;

– инвентаризация и систематизация информационных ресурсов филиалов и подразделений ГС РАН для создания единой базы метаданных информационных ресурсов.

Авторы выражают благодарность к.ф.-м.н. Ю.А. Кугаенко и другим сотрудникам за предоставление материалов по ГИС-системам Камчатского филиала ГС РАН, О.П. Каменской за участие в адаптации ГИС-системы EEDB и пополнении ее БД, а также к.ф.-м.н. И.П. Габсатаровой за ценные советы и замечания.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Гитис В.Г., Ермаков Б.В.** Основы пространственно-временного прогнозирования в геоинформатике. – М.: ФИЗМАТЛИТ, 2004. – 56 с.
2. **Михеева А.В.** Программно-алгоритмический инструментарий подготовки и анализа сейсмологических данных в информационно-вычислительном комплексе EEDB: автореф. дис. на соискание ученой степени канд. физ.-мат. наук. – Новосибирск, 2011. – 25 с.
3. **Михеева А.В.** Подготовка, визуализация и анализ сейсмологических данных в программном комплексе GIS-EEDB // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 192–196.
4. **Void-filled seamless SRTM data V1**, 2004, International Centre for Tropical Agriculture (CIAT), available from the CGIAR-CSI SRTM 90m [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://srtm.csi.cgiar.org>, <http://www.ambiotek.com/topoview>.
5. **Землетрясения России в 2011 году.** – Обнинск: ГС РАН, 2013. – 208 с.
6. **Дрозин Д.В., Дрознина С.Я.** Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. – М.: ИФЗ РАН, 2010. – Т. 46, № 3. – С. 22–34.
7. **Асминг В.Э.** Создание программного комплекса для автоматизации детектирования, локации и интерпретации сейсмических событий и его использование для изучения сейсмичности Северо-западного региона: дис. на соискание ученой степени канд. физ.-мат. наук. – М., 2004. – 136 с.
8. **Система обработки сейсмических данных WSG v5.x.** Руководство администратора [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [ftp://ftp.gsras.ru/pub/wsg/WSG/DOC/WSG\\_adm.doc](ftp://ftp.gsras.ru/pub/wsg/WSG/DOC/WSG_adm.doc), [http://www.ceme.gsras.ru/1251/stations/wsg\\_arm.htm](http://www.ceme.gsras.ru/1251/stations/wsg_arm.htm).

## АНАЛИЗ ЗАПИСЕЙ ПРОМЫШЛЕННЫХ ВЗРЫВОВ В ЕЛЕЦ-ЛИПЕЦКОЙ ЗОНЕ

<sup>1,2</sup>С.П. Пивоваров, <sup>1,2</sup>М.А. Ефременко, <sup>2</sup>Э.В. Калинина  
<sup>1</sup>ГС РАН, г. Воронеж  
<sup>2</sup>Воронежский государственный университет, г. Воронеж

**Аннотация.** Представлен анализ записей волновых форм относительно маломощных промышленных взрывов, производимых в Елец-Липецкой зоне. Показано, что, несмотря на отличия записей волновых форм, общим является наличие поверхностных волн в их структуре.

**Abstract.** Wave form records of relatively low-powered industrial explosions made in Yelets-Lipetsk zone are analyzed. Despite differences in records, their the common feature is presence of surface waves in the wave patterns.

Обеспечение сейсмической безопасности одного из крупных районов Центральной России – Центрально-Черноземного экономического района (ЦЧЭР) – является важной и актуальной задачей. На его территории размещены объекты повышенной экологической ответственности, развита мощная инфраструктура и высока плотность населения. На территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ) функционируют атомные станции, химические комбинаты, объекты специального назначения. Как свидетельствуют исторические данные и инструментальные наблюдения, на его территории происходят землетрясения и ведутся интенсивные взрывные работы.

Значительный вклад в сейсмичность территории Воронежского кристаллического массива вносят взрывные работы как в крупных карьерах («Стойленский», «Лебединский», «Железногорский» и т.д.), так и в небольших карьерах малой мощности [1]. Особый интерес представляют записи взрывов именно в этих карьерах, так как из-за небольшой мощности заряда в большинстве случаев запись видна только на одной станции, и велика вероятность принять техногенное событие за природное. Проблема разбраковки события является чрезвычайно важной и очень сложной. На примере анализа записей волновых форм маломощных взрывов по данным близко расположенной сейсмической станцией «Галичья гора» показаны основные особенности волновых форм и спектров записей относительно маломощных взрывов.

Станция была установлена в заповеднике «Галичья гора» (LPSR) Липецкой области в августе 2007 г. на левом берегу реки Дон совместными усилиями ВГУ и ГС РАН. Координаты станции –  $\varphi=52.6012^{\circ}\text{N}$ ,  $\lambda=38.9288^{\circ}\text{E}$ , высота над уровнем моря – 138 м. Геологическое основание – известняк [2].

В ближней зоне станции (до 30 км) на данный момент находятся более 10 активно работающих карьеров, и с каждым годом техногенная активность в этом районе возрастает. Вместе с тем практически каждый год в этой зоне происходят и тектонические события. Для идентификации событий по природе важно знать особенности волновых форм взрывов и тектонических землетрясений. Большой объем данных по сейсмостанции LPSR позволяет создавать представительные сейсмические портреты взрывов в карьерах Елец-Липецкой зоны ВКМ [3, 4].

В таблице представлены основные параметры карьеров ближней зоны, в которых производятся массовые взрывы, не превышающие 50 тонн.

**Таблица. Основные параметры карьеров ближней зоны, в которых производятся массовые взрывы**

Название карьера	Аббревиатура	Координаты карьера		Расстояние от центра карьера до станции LPSR, км
		φ, °N	λ, °E	
Хмелинец	HM	52.62	39.00	5.5
Голиковский	GL	52.68	38.81	12.2
Ольшанец	OL	52.64	38.62	21.3
Аргамач	ARG	52.64	38.53	26.9
Рождественский	ROZ	52.85	38.99	28.2
Елец	EL	52.58	38.47	30.9
Яковлевский	JAK	52.65	39.40	32.4
Федоровка	FED	52.67	39.40	32.9
Выселки	VYS	52.74	39.53	43.5
Ситовский	SIT	52.69	39.66	50.5
Данков	DAN	53.28	39.16	76.9

Для анализа были выбраны карьеры, в которых взрывные работы производятся достаточно часто и расстояние от станции до центра карьера не превышает 30 км. Работы в рассматриваемых карьерах проводятся круглогодично без привязки к определенным дням недели. Взрывные работы в основном осуществляются днем в период с 10 до 17 часов по московскому времени (рис. 1). Имеются случаи, когда промышленные взрывы в разных карьерах производились с небольшим интервалом, достигающим до нескольких секунд, что значительно осложняет их интерпретацию. Наиболее интенсивные работы проводились в карьере «Ольшанец», где количество взрывов за год составило 62. Причем, в отличие от других карьеров, можно выявить привязку к определенному интервалу времени (13:00–14:00 часов).

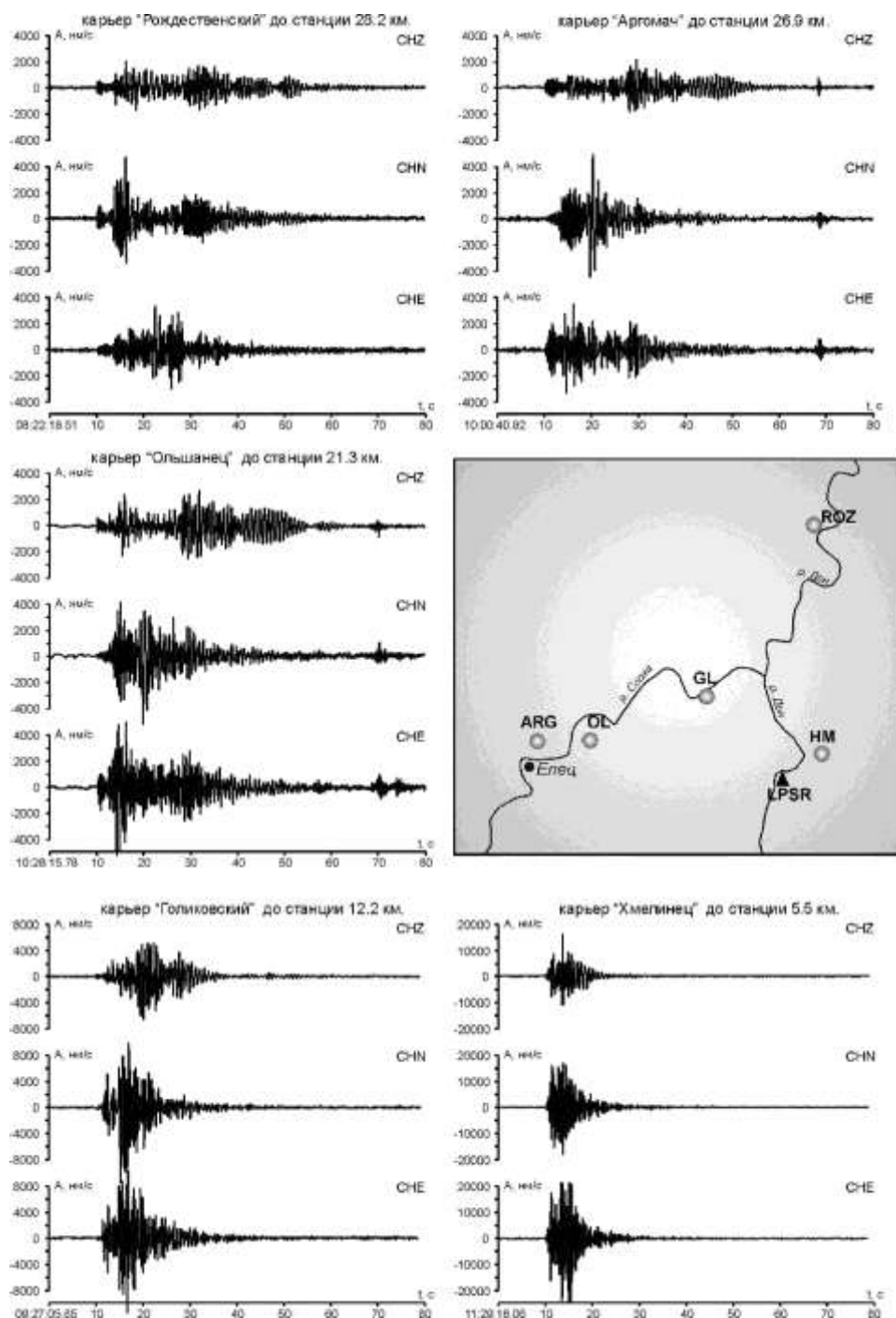


**Рис. 1. Временное распределение взрывов в карьерах Елец-Липецкой зоны в течение года (время Московское): а – «Аргамач»; б – «Рождественский»; в – «Ольшанец»; г – «Голиковский»; д – «Хмелинец»**

На рис. 2 представлены схематическая карта района и записи волновых форм промышленных взрывов в пяти карьерах – «Хмелинец», «Голиковский», «Ольшанец», «Аргамач», «Рождественский». Хорошо видно, что все записи различаются по амплитуде сигнала и по длительности. Это обусловлено как различным расстоянием карьер–станция, так и различной массой ВВ и методикой проведения взрывных работ. На всех записях промышленных взрывов из анализируемых карьеров регистрируется цуг, длина которого составляет около 70% от общей записи. Это может быть связано с резонансными явлениями, возникающими в закарстованной известняковой среде.

Звуковая волна регистрируется на записях промышленных взрывов из всех карьеров. Общий процент регистрации звуковой волны составляет 80%, это может быть связано с метеорологическими факторами и методикой производства взрывных работ.

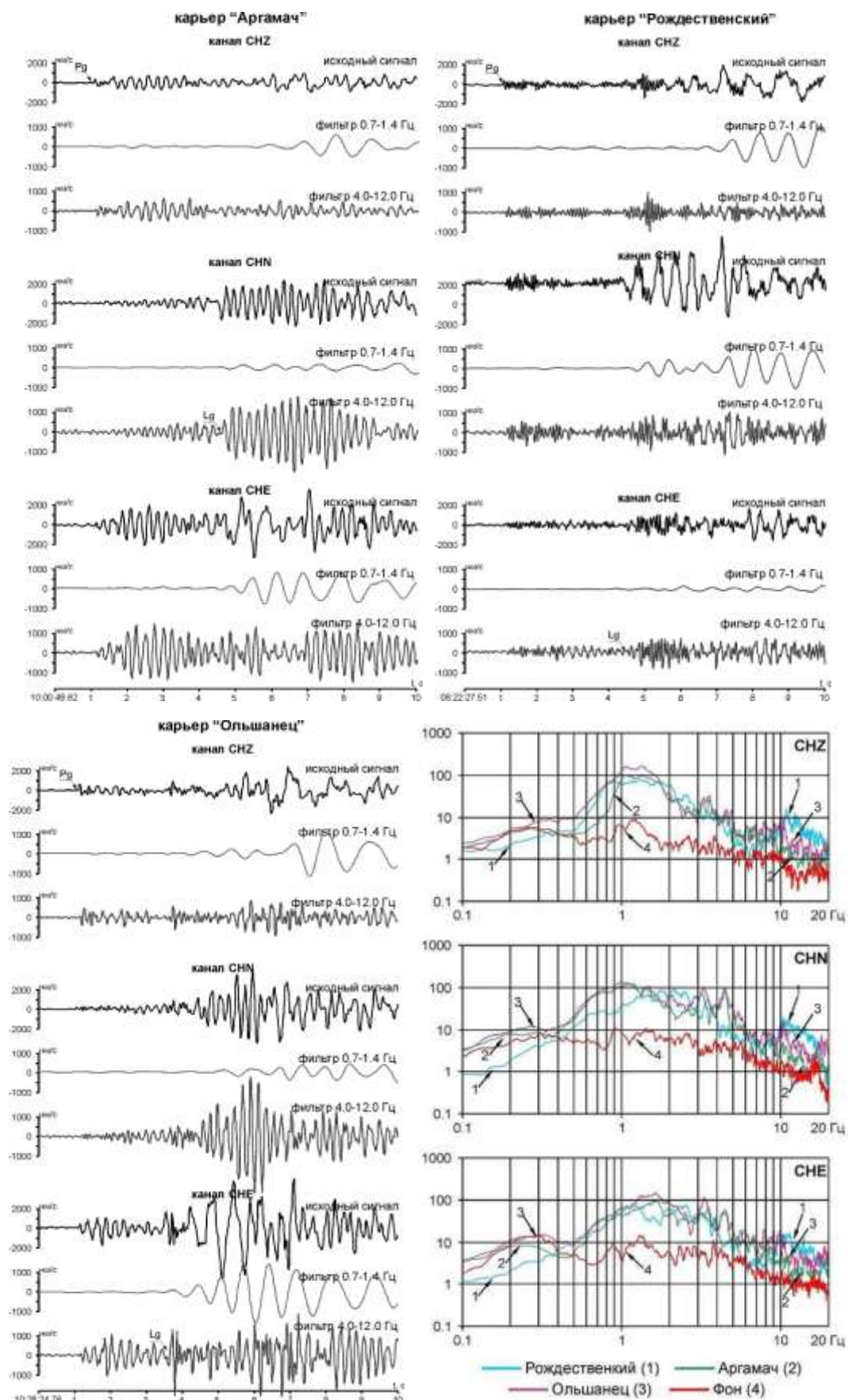
На рис. 3 представлены первые 9 с записей взрывов в карьерах «Ольшанец», «Аргамач» и «Рождественский». Эти карьеры удалены от станции приблизительно на равное расстояние, поэтому имеет смысл рассматривать их совместно. Записи волновых форм взрывов на вертикальной составляющей характеризуются наличием четкого первого вступления. На фильтре 4.0–12.0 Гц достаточно уверенно выделяются основные типы волн ( $P_g$ ,  $L_g$ ), что способствует успешной интерпретации записей регистрируемого взрыва.



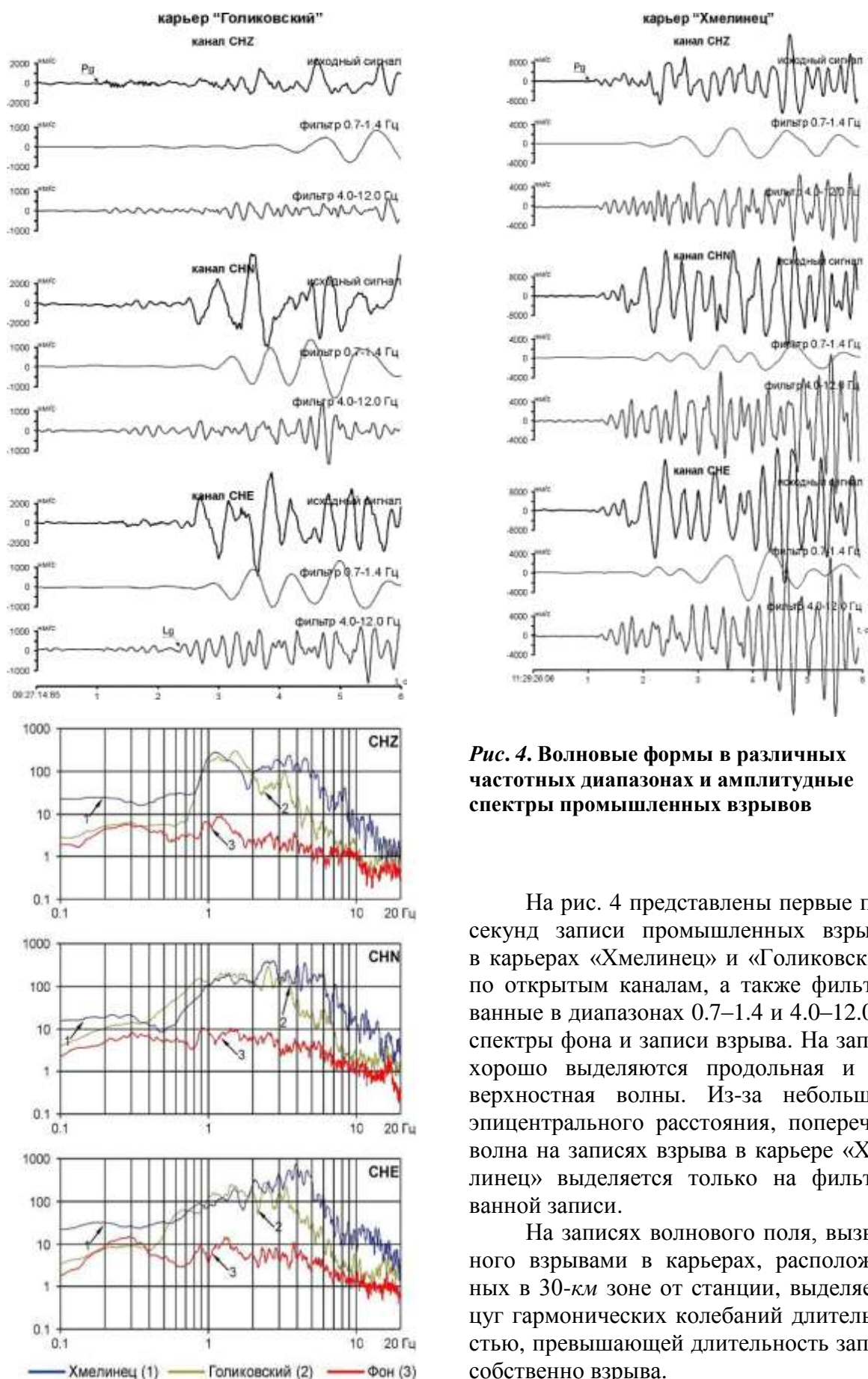
**Рис. 2. Волновые формы открытых каналов записей промышленных взрывов в карьерах ближней зоны и схема района**

Для выделения поверхностной волны использовался фильтр  $0.7\text{--}1.4\text{ Гц}$ . Отличительной особенностью рассматриваемых карьеров является их практически перпендикулярное расположение (ARG и OL – на запад, а ROZ – на север) относительно станции, что влияет на записи волновых форм. Так, на записях карьеров «Аргамач» и «Ольшанец» частота записи  $Lg$ -волны на NS-канале заметно выше, чем на EW-канале. Обратная ситуация наблюдается на записи карьера «Рождественский» – частота EW-канала преобладает.

Спектры записей имеют схожую сложную форму, диапазон преобладающих частот на Z-канале составляет  $0.5\text{--}3.0\text{ Гц}$ , для NS- и EW-каналов интервал несколько больше и составляет  $0.5\text{--}4.0\text{ Гц}$ .



**Рис. 3. Волновые формы в различных частотных диапазонах и амплитудные спектры промышленных взрывов**



**Рис. 4.** Волновые формы в различных частотных диапазонах и амплитудные спектры промышленных взрывов

На рис. 4 представлены первые пять секунд записи промышленных взрывов в карьерах «Хмелинец» и «Голиковский» по открытым каналам, а также фильтрованные в диапазонах 0.7–1.4 и 4.0–12.0 Гц спектры фона и записи взрыва. На записи хорошо выделяются продольная и поперечная волны. Из-за небольшого эпицентрального расстояния, поперечная волна на записях взрыва в карьере «Хмелинец» выделяется только на фильтрованной записи.

На записях волнового поля, вызванного взрывами в карьерах, расположенных в 30-км зоне от станции, выделяется цуг гармонических колебаний длительностью, превышающей длительность записи собственно взрыва.



Частота этих колебаний на записях взрывов в карьерах «Ольшанец» и «Аргамач» практически одинакова, на записях взрывов в карьере «Рождественский», расположенного перпендикулярно к линии «Ольшанец–Аргамач», частота аналогичных колебаний практически в два раза ниже. Эти колебания обусловлены, скорее всего, свойствами геологической среды, которая, судя по этим данным, существенно анизотропна.

Проведенный анализ позволяет сделать следующие выводы:

- в большинстве случаев (~80%) на записях взрывов в карьерах выделяется звуковая волна;
- наблюдается горизонтальная поляризация волнового поля, возбуждаемого взрывами в карьерах Елец-Липецкой зоны;
- максимум энергии взрывов реализуется на частотах 0.8–3.0 Гц;

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Адушкин В.В.* Сейсмичность взрывных работ на территории европейской части России // Физика Земли. – 2013. – № 2. – С. 110–130.
2. *Надёжка Л.И., Пивоваров С.П., Сафронич И.Н. и др.* Сейсмическая станция «Галичья гора» // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Третьей Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – С. 100–104.
3. *Пивоваров С.П., Семёнов А.Е., Калинина Э.В.* Спектральные образы наиболее сильных промышленных взрывов по данным сейсмостанции «Сторожевое» // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Шестой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – С. 252–255.
4. *Пивоваров С.П., Надёжка Л.И.* Инструментальные записи землетрясений и взрывов на территории Воронежского кристаллического массива // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 155–157.

## РЕГИСТРАЦИОННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ СЕТИ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ СЕВЕРО-ОСЕТИНСКОГО ФИЛИАЛА ГС РАН

Э.В. Погода, С.С. Багаева, А.А. Саяпина  
*Северо-Осетинский филиал ГС РАН, г. Владикавказ*

**Аннотация.** Приведена предварительная оценка регистрационных возможностей сети сейсмических наблюдений С-ОФ ГС РАН.

**Abstract.** A preliminary assessment of registration opportunities of the North Ossetia Department of GS RAS seismic observation network is presented.

Локальная сеть наблюдений Северо-Осетинского филиала (С-ОФ) ГС РАН осуществляет непрерывный контроль сейсмической активности 12 цифровыми сейсмостанциями SDAS и одной сейсмостанцией Guralp с двумя типами датчиков [1], входящими в систему наблюдений ГС РАН на Северном Кавказе. Сейсмологическая система контролирует территории Республики Северная Осетия–Алания, Республики Ингушетии, Чеченской Республики, а также частично Кабардино-Балкарии, Карачаево-Черкессии, юга Ставропольского края и приграничных зон Южной Осетии и Грузии.

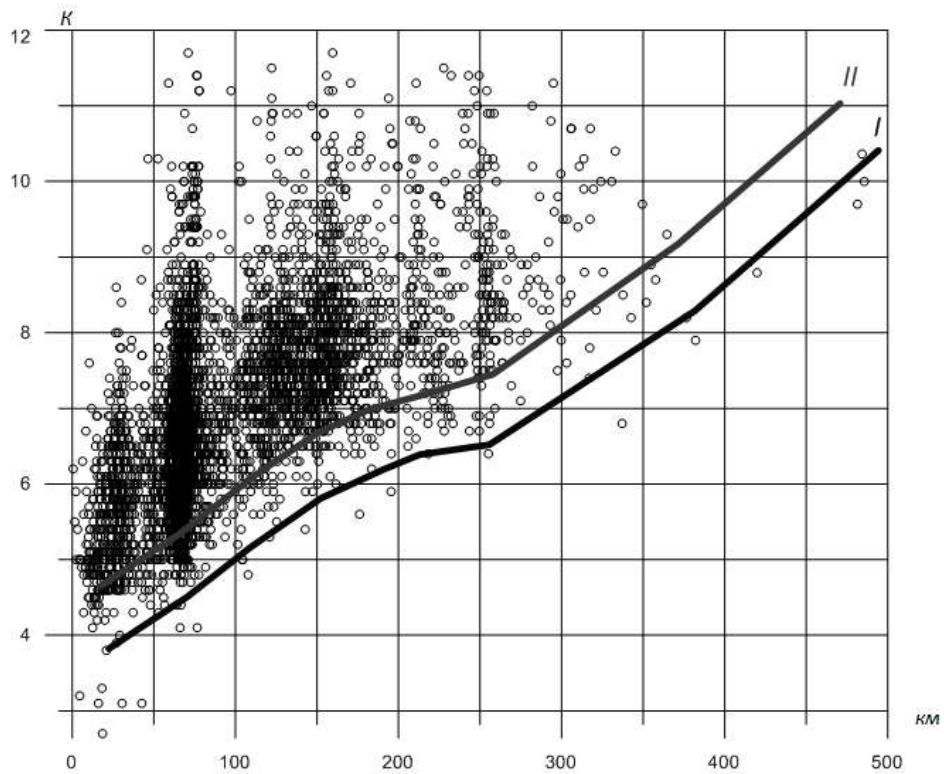
Анализ регистрационных возможностей системы наблюдений является сложной проблемой, в основе решения которой необходимо учитывать данные о чувствительности сейсмометров, реальном уровне шума и тектонических свойствах среды в месте установки станции, геометрии сейсмической сети и т.д. [2].

В работе проведена предварительная оценка возможности регистрации сети С-ОФ ГС РАН графическим методом расчета представительной дальности регистрации землетрясений в зависимости от их энергетических классов [3]. Оценим регистрационные возможности всех сейсмостанций сети на основе каталогов сейсмических событий за 2009–2012 гг., из которых извлечем информацию о каждом землетрясении и его удалении  $r$  от станции, рассчитываемого по разности времен ( $t_s - t_p$ ,  $c$ ). График дальности регистрации для одной сейсмостанции приведен на рис. 1, на котором по оси абсцисс для каждого зарегистрированного землетрясения отложено значение гипоцентрального расстояния, а по оси ординат – энергетического класса.

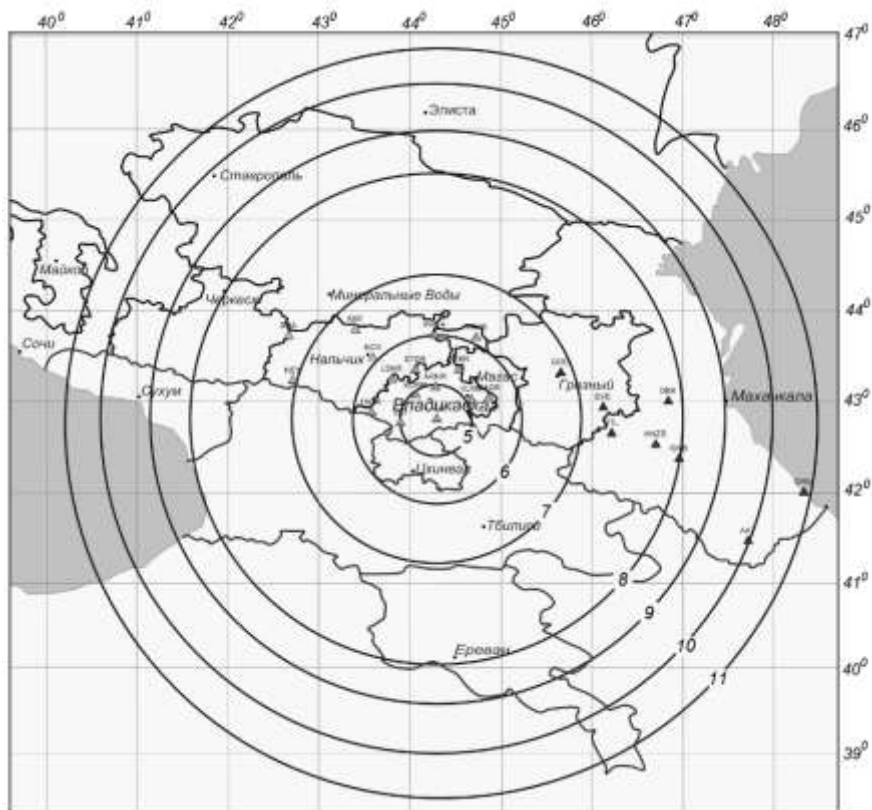
На графике нижняя огибающая экспериментальных точек  $I$  определяет максимальную дальность регистрации землетрясений разных классов, а верхняя  $II$ , сдвинутая по ординате на  $0.9K$  (среднеквадратичную ошибку определения класса), показывает границу представительной дальности, на которой землетрясения разных классов регистрируются устойчиво.

По данным графика построим окружности соответствующих радиусов вокруг сейсмостанции (рис. 2). На рисунке показаны области регистрации возможных землетрясений соответствующих энергетических классов, которые устойчиво регистрируются сейсмостанцией.

Вышеописанную процедуру необходимо проделать для всех станций сети и построить дополнительные карты по каждому классу землетрясений. В области, которую покрывают круги минимум от трех станций, очерчиваем зоны представительной регистрации землетрясений.

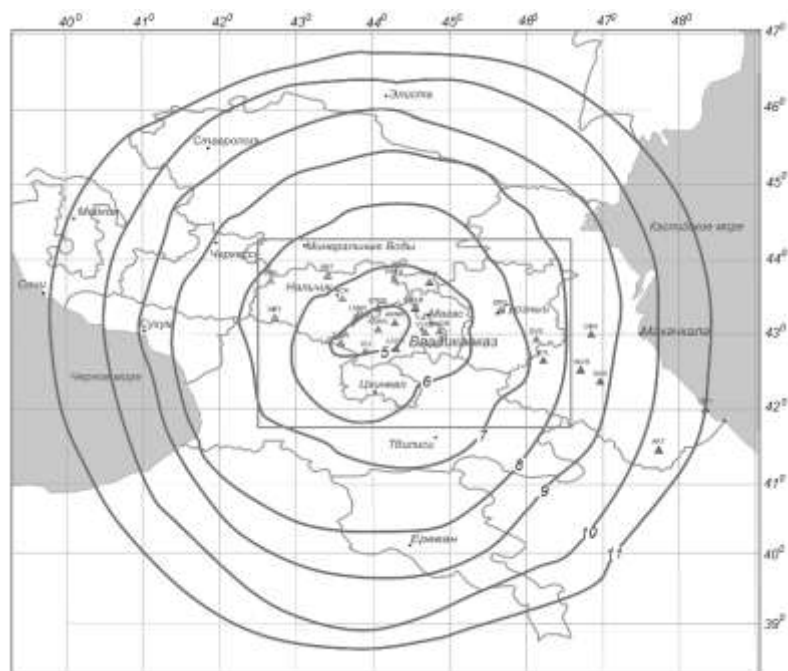


**Рис. 1. Дальность регистрации землетрясений в зависимости от их энергии для сеймостанции LAC: I – кривая максимальной дальности регистрации землетрясений; II – кривая предельной дальности регистрации землетрясений**



**Рис. 2. Круговые области представительной регистрации землетрясений энергетических классов  $K_r=5-11$  для станции LAC**

Результаты построения поклассовых карт наносим на одну общую. В итоге получаем карту (рис. 3) с областями представительной регистрации землетрясений различных энергетических классов для системы наблюдений С-ОФ ГС РАН.



**Рис. 3. Карта представительной регистрации землетрясений на территории Северного Кавказа сетью Северо-Осетинского филиала ГС РАН. Зеленым прямоугольником ограничена территория, контролируемая системой**

Оценка регистрационных возможностей показала, что сетью наблюдений С-ОФ ГС РАН на территории Республики Северная Осетия–Алания регистрируются все землетрясения с 6-го класса.

В развитии работ целесообразно уточнить регистрационные возможности сети с учетом возможной азимутальной неоднородности в чувствительности станций, связанной с тектоническим строением района расположения станций, оценки представительного уровня регистрации статистическими методами (построить графики повторяемости и рассчитать значения  $K_{пред}$ ). Кроме того, необходимо проанализировать и учесть реальный уровень шума, ограничивающий способность сейсмических станций к обнаружению землетрясений и оценке их параметров, а также неравномерность распределения землетрясений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Погода Э.В., Габсатарова И.П., Головкова Л.В., Коломиец Ю.Н., Первозникова А.А.* Состояние и перспективы развития системы сейсмического мониторинга Республики Северная Осетия–Алания // Сейсмичность Северной Евразии. Материалы Международной конференции. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – С. 229–232.
2. *Бурмин В.Ю.* Оптимизация сейсмических сетей и определение координат землетрясений. – М.: ОИФЗ РАН, 1995. – 184 с.
3. *Гайский В.Н., Жалковский Н.Д.* Исследование повторяемости землетрясений Западной Тувы // Физика Земли. – 1971. – № 9. – С. 16–27.

## ШУМЫ, РЕГИСТРИРУЕМЫЕ СЕЙСМОСТАНЦИЕЙ «ВЛАДИКАВКАЗ»

Э.В. Погода, И.Ю. Дмитриева  
Северо-Осетинский филиал ГС РАН, г. Владикавказ

**Аннотация.** Приведены результаты исследования спектральных характеристик шумов и их временные вариации по данным сейсмической станции «Владикавказ».

**Abstract.** The results of the study of the noise spectral characteristics and their temporal variations for the seismic station "Vladikavkaz" is presented.

Открытая в Северо-Осетинском филиале ГС РАН в 2010 г. сейсмостанция «Владикавказ» оснащена широкополосным акселерометром CMG-5T, установленным на бетонном постаменте, и широкополосным высокочувствительным сейсмометром CMG-3TB, находящимся в скважине на глубине 80 м. Технические характеристики показаны в таблице. Целью данной работы являются предварительные оценки шумов на станции «Владикавказ» и выделение в них природных и техногенных составляющих.

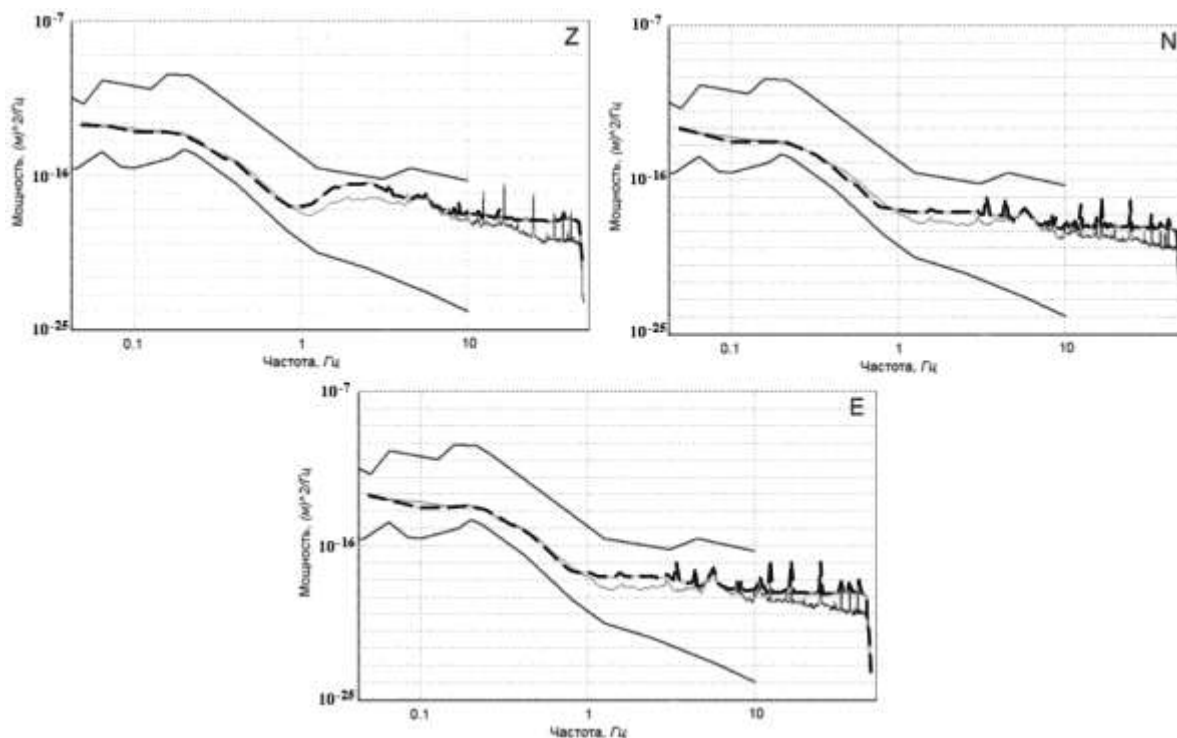
**Таблица. Оснащенность станции «Владикавказ» сейсмометрической аппаратурой**

Станция			Тип АЦП и сейсмометра	Перечень каналов	Частотный диапазон, Гц	Частота опроса	Разрядность АЦП
Название	Код	Координаты					
Владикавказ	VLKG	43.0465°N 44.6773°E	Guralp CMG-DAS-S6 с CMG-3TB CMG-5T	HH(ZNE)	0.0027–50 0–100	100	24

Станция расположена в центре города, в зоне техногенной активности. В непосредственной близости находятся два крупных завода. На расстоянии 50 м от станции проходит довольно оживленная автодорога. В 220 м пролегают железнодорожные пути. Возможными источниками шумов также являются крупная, полноводная река Терек на расстоянии 1.2 км и шторма на Каспийском (230 км по прямой) и Черном (265 км по прямой) морях.

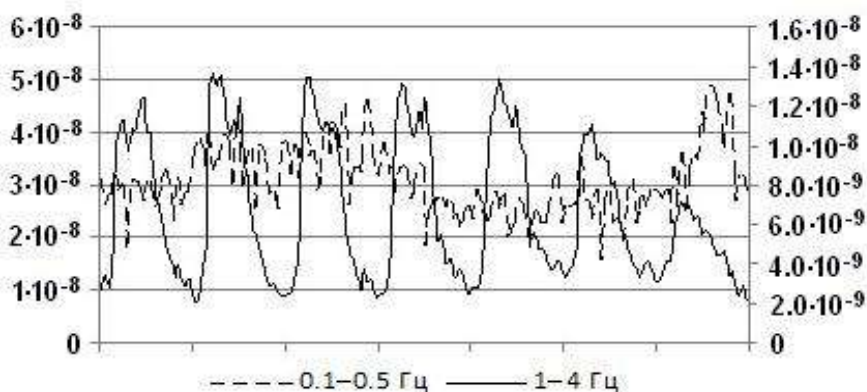
Характеристиками сейсмического шума являются спектр мощности сигнала, его сезонные и суточные вариации. Для изучения параметров сейсмического шума использованы записи станции за 2012 год. По методике, описанной в [1], отбирались 30-минутные отрезки записей без сейсмических событий. Фрагменты записей выбирались отдельно за ночное (20:00 – 24:00 GMT) и дневное время (06:00 – 15:00 GMT) для каждого сезона года. Таким образом, отобрано не менее 20 дневных и ночных записей, по которым рассчитывались спектральные плотности шума. По набору спектров оценивался медианный спектр и сравнивался с мировыми моделями шумов. Подготовка фрагментов записей осуществлялась в программе WSG [2], построение спектров мощности – в программе MicroNoise [3].

На рис. 1 изображены медианные спектры для дневного и ночного времени по трем компонентам. Следует отметить, что в высокочастотной части ночные спектры характеризуются более низким уровнем шумов, чем дневные. Сравнивая спектральные кривые сейсмического шума, можно также сказать, что их уровень на вертикальной компоненте выше, чем на горизонтальных. Уровень шумов в низкочастотной области приближен к нижнему уровню модели Петерсона [4], а в высокочастотной области – к верхнему уровню мировой модели.



**Рис. 1. Медианные спектры шума для дня и ночи за зимний период.  
Пунктирная линия – день, черная линия – ночь**

Для определения частотных областей, наиболее характерных для станции, проанализированы недельные 10-минутные участки записи сейсмостанции с интервалом один час (рис. 2). Тем самым получены следующие диапазоны частот: 0.1–0.5, 1–4 Гц, а также широкий высокочастотный диапазон, в котором присутствуют узкополосные пики с частотами 12.2, 16.2, 25, 33 Гц. Рассматривая значения спектральной плотности шума для каждого часа, получили, что диапазон частот 0.1–0.5 Гц без суточного хода, в то время как диапазон 1–4 Гц имеет явно выраженный суточный характер. На графике отчетливо различаются дни и ночи, а также воскресные дни.

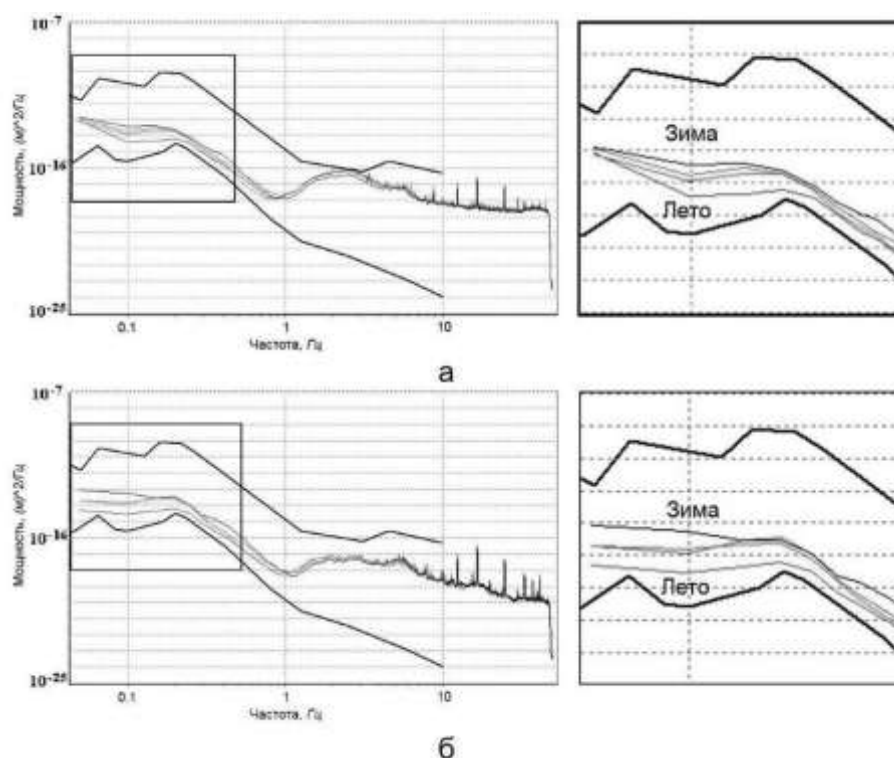


**Рис. 2. Почасовой ход спектра мощности за неделю  
в диапазоне частот 1–4 и 0.1–0.5 Гц**

Техногенный шум, генерируемый движением транспорта и крупными промышленными заводами, представлен сигналами в частотном диапазоне 1–4 Гц и одиночными пиками с частотами 12.2, 16.2, 25, 33 Гц, являющимися постоянными во времени.

Природа этих шумов пока не известна. Колебания в диапазоне частот 0.1–0.5 Гц определяются как микросейсмы мировых океанов и циклоническая деятельность

на Каспийском и Черном морях. На рис. 3 рассмотрены сезонные вариации шума, свидетельствующие о том, что самым спокойным сезоном относительно штормовых микросейсм является лето, а максимальные значения спектра мощности наблюдаются осенью и зимой.



**Рис. 3. Сезонные вариации сейсмического шума:  
а – день, б – ночь**

Таким образом, проведя предварительную оценку параметров шумов станции «Владикавказ», были сделаны следующие выводы:

- в низкочастотной области наблюдается сравнительно низкий уровень шума, близкий к нижнеуровневой модели Петерсона, а в высокочастотной области – тяготеет к верхнему уровню мировой модели;
- выявлены следующие частотные области: 0.1–0.5 Гц, присущая природным источникам шумов; 1–4 Гц, обусловленная техногенным фактором;
- вследствие того, что большой вклад в общий микросейсмический фон вносят техногенные шумы, затруднено выделение и обработка слабых локальных и региональных землетрясений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Соколова И.Н., Мукамбаев А.С.** Модель сейсмического шума по наблюдениям сейсмической станции «Подгорное» // Вестник НЯЦ РК. – 2007. – Вып. 1. – С. 57–63.
2. **Система обработки сейсмических данных WSG** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [http://www.ceme.gsras.ru/1251/stations/wsg\\_arm.htm](http://www.ceme.gsras.ru/1251/stations/wsg_arm.htm).
3. **Программа MicroNoise** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [http://www.mi-perm.ru/solution/nr?show\\_id=29](http://www.mi-perm.ru/solution/nr?show_id=29).
4. **Peterson J.** Observation and Modeling of Seismic Background Noise. – Albuquerque, New Mexico, 1993. – 42 p.

## СИСТЕМА СБОРА ИНФОРМАЦИИ С-ОФ ГС РАН

Э.В. Погода, А.А. Саяпина, Т.В. Степанова, А.И. Калякин  
*Северо-Осетинский филиал ГС РАН, г. Владикавказ*

**Аннотация.** Приведены результаты работы по созданию системы сбора информации в локальной сети сейсмологического мониторинга Северо-Осетинского филиала ГС РАН. В процессе разработки достаточное внимание уделено вопросам быстродействия, надежности и защищенности собираемой информации. Система обеспечивает решение основных задач при ее работе в реальном времени, что позволяет оперативно регистрировать сейсмические события.

**Abstract.** The paper shows the results of the work to create a system which collect the information in the local network of seismological monitoring of North Ossetia Branch of GS RAS. Sufficient attention is paid to performance, reliability and security of collected information. The system provides a solution of the information collection in real time which allows detecting seismic events quickly.

Непрерывный сейсмический мониторинг центральной части Северного Кавказа осуществляется сетью Северо-Осетинского филиала (С-ОФ) ГС РАН, состоящей из 12 цифровых сейсмостанций SDAS и одной сейсмостанции Guralp с двумя типами датчиков [1, 2]. Одновременно для уточнения параметров гипоцентров в оперативной обработке землетрясений и расширения зоны оперативного контроля присоединяются записи волновых форм станций ГС РАН, установленных на территориях Кабардино-Балкарской Республики, Чеченской Республики и Республики Дагестан, получаемых с сервера ГС РАН (г. Обнинск).

Для обеспечения приема-передачи полной и достоверной информации с пунктов наблюдений в режиме, близком к реальному времени, создана система сбора информации (ССИ), представляющая собой программно-аппаратный комплекс непрерывного действия.

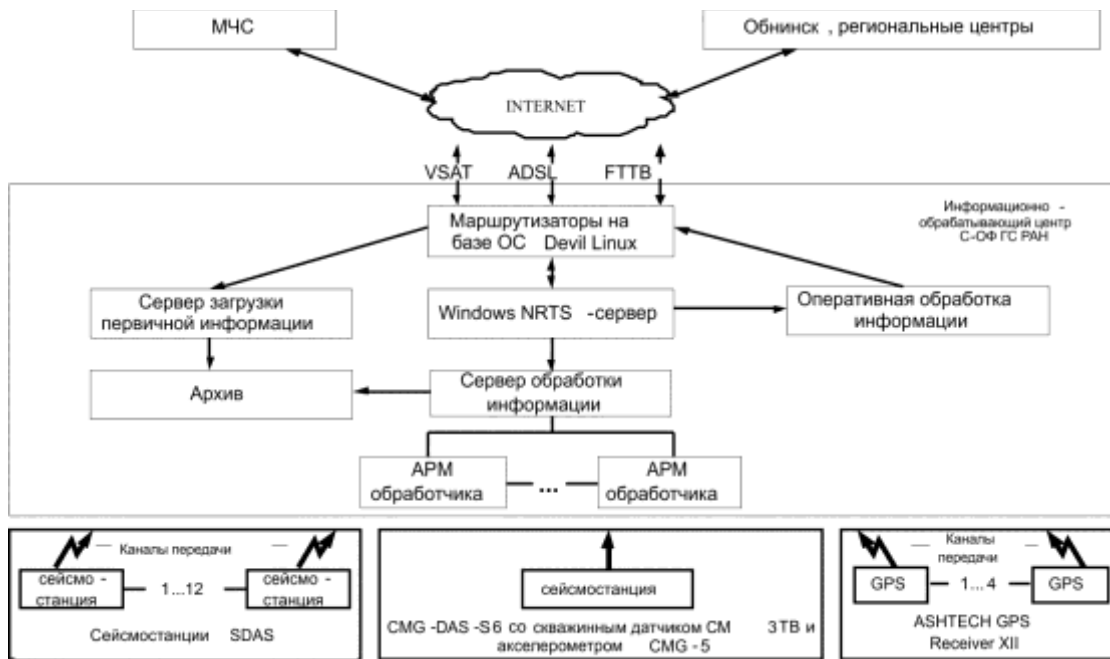
Основными задачами ССИ являются:

- оперативность;
- надежность;
- защищенность;
- доступность;
- хранение и обработка информации.

В общем виде система изображена на структурной схеме (рис. 1).

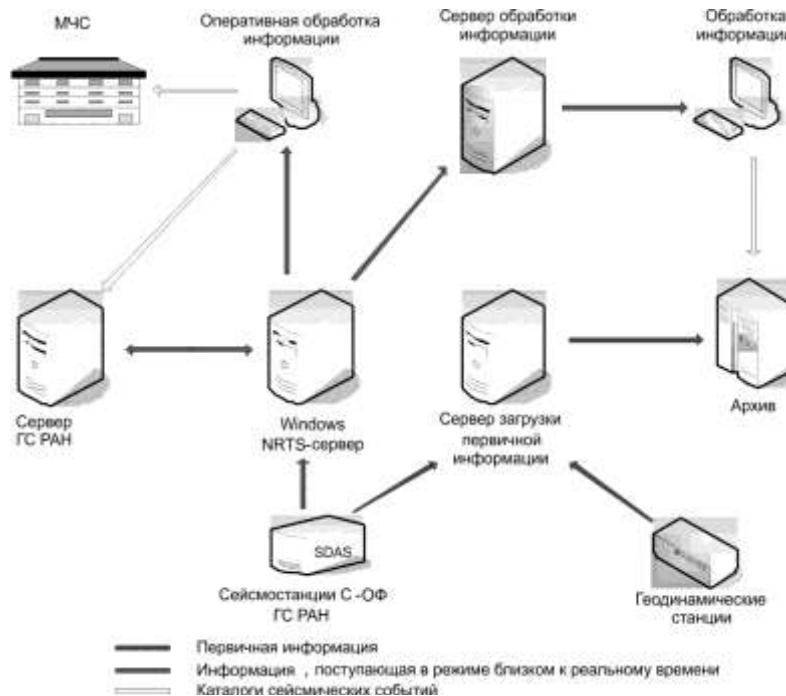
Для решения задачи приема-передачи информации со станций были выбраны два типа каналов связи [3]. Половина станций подключены по технологии ADSL, а станции, находящиеся в труднодоступных горных районах, не имеющие возможности иного подключения, оснащены наземными спутниковыми каналами связи. На всех пунктах наблюдений данные с сейсмостанции поступают на компьютер сбора информации и с помощью пакета программ передаются в режиме, близком к реальному времени, в информационно-обрабатывающий центр (ИОЦ). Эксплуатируемая до 2011 г. система не позволяла докачивать данные без разрывов, в результате чего была проведена ее модернизация. Таким образом, для сбора и передачи данных в режиме, близком к реальному времени, в 2011 г. была внедрена система NRTS, разработанная ассоциацией UCSD в рамках проекта IDA и адаптированная ГС РАН под операционную систему (ОС) Windows [4].





**Рис. 1.** Структурная схема автоматизированной системы сбора информации

Эта система позволяет получать данные без разрывов при восстановлении связи, а также унифицировать и стандартизировать обмен волновыми формами в реальном времени с российскими и международными сейсмологическими центрами. NRTS-сервер доступен для скачивания сейсмических данных во внутренней сети ГС РАН. На рис. 2 отображена схема потоков входящей и исходящей информации.



**Рис. 2.** Схема потоков сейсмической и геодинамической информации

Для защищенности передачи данных на стационарных компьютерах реализовано туннельное соединение по технологии GRE средствами ОС семейства Unix (FreeBSD 8.3) на основе среды виртуализации Oracle VM VirtualBox [5]. Прием данных в ИОЦ и обмен между всеми участниками мониторинга Северного Кавказа и ГС РАН осуществляется также с помощью протокола GRE, который обеспечивает туннельное соединение и реализован на компьютерах архитектуры x86 под управлением ОС Devil Linux [6].

С целью повышения надежности и снижения риска долговременной остановки передачи данных в ИОЦ С-ОФ ГС РАН используются три канала связи с различными технологиями подключения: ADSL, VSAT и FTTB. Автоматическое переключение между ними обеспечивается компьютером под управлением ОС Ubuntu Server 12.04 с помощью программы, написанной на языке программирования Python. Во избежание простоев сейсмостанций и потери данных разработана и установлена на пунктах наблюдения система бесперебойного питания, позволяющая обходиться без внешних источников электроэнергии в течение суток. Все серверное оборудование оснащено ИБП с дополнительными аккумуляторами.

Чтобы автоматизировать съем первичной информации для архива, на компьютерах сбора установлен FTP-сервер, а в ИОЦ на сервере загрузки первичной информации – программа, которая скачивает с него файлы с данными по мере их формирования. Все данные сортируются программой, разработанной в С-ОФ ГС РАН, и перемещаются на сервер хранения данных. Таким образом, в ИОЦ поступают данные с 24 сейсмостанций объемом 1.7 Гб/сут для обработки в режиме реального времени и с 12 пунктов наблюдений С-ОФ ГС РАН в объеме 719 Мб/сут в первичном формате для архива. Объем исходящих данных, закачиваемых участниками сейсмического мониторинга на Кавказе, составляет около 3 Гб/сут. Для хранения полученной информации используется универсальное сетевое хранилище Thecus N7700.

Вся информация распределена по годам и месяцам для удобства поиска. Данные архива организованы следующим образом:

- архивные файлы с цифровых сейсмостанций начиная с 2003 г.;
- каталоги сейсмических событий;
- бюллетени сейсмических событий;
- волновые формы землетрясений С-ОФ ГС РАН;
- карты сейсмичности.

Общий объем емкости хранения равен 8.5 Тб. Из них на сегодняшний день занято 1.8 Тб. Безопасность хранения обеспечивается наличием аппаратного массива независимых жестких дисков RAID 5.

ИОЦ ГС РАН имеет доступ к архиву во внутренней локальной сети. В дальнейшем предполагается разработка Web-сайта Северо-Осетинского филиала ГС РАН, с которого будет осуществляться доступ к системе хранения из зоны Интернет с разграничением прав пользователей.

Опыт трех лет работы показал, что созданная система удовлетворяет поставленным задачам.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Мехрюшев Д.Ю., Погода Э.В.* Сейсмический мониторинг на Северном Кавказе Российской Федерации // Инновационные технологии для устойчивого развития горных территорий. Материалы VI Международной конференции. – Владикавказ, 2007. – С. 267–270.
2. *Погода Э.В.* Сейсмический мониторинг Центральной части Северного Кавказа // Экологический вестник научных центров ЧЭС. – 2012. – № 1. – С. 140–143.
3. *Погода Э.В., Первозникова А.А., Дзесов Т.Р.* Телеметрическая сеть сбора информации системы сейсмического мониторинга Северной Осетии–Алании // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Третьей Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – С. 141–144.
4. *Отчет С-ОФ ГС РАН за 2011 год.* – Владикавказ: Фонды С-ОФ ГС РАН, 2012.
5. *Virtual Box* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.virtualbox.org>.
6. *Devil Linux* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.devil-linux.org/home/index.php>.

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И МЕХАНИЗМ ОЧАГА КИЧИГАМРИНСКОГО-II ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 16.04.2013 Г.

Н.Л. Пономарёва  
ГС РАН, г. Махачкала

**Аннотация.** Представлены результаты обработки записей разрушительного землетрясения 16.04.2013 г. в Южном Дагестане. Приведены параметры механизма очага события. Зарегистрировано всего девять афтершоков классом не выше  $K=7.1$ , что не характерно для данной эпицентральной области.

**Abstract.** Presents the results of processing of records of the devastating earthquake 2013.04.16 in Southern Dagestan. Are the options focal mechanism of the event. Registered a total of nine aftershocks class is not above  $K=7.1$ , which is not typical for the epicentral area.

Ощутимые землетрясения на территории Дагестана – не редкость. В период с 1999 по первую половину 2012 года произошло четыре разрушительных землетрясения. Очаги двух из них находились на территории Дагестана – 31.01.1999 г., ( $\varphi=43.11^{\circ}\text{N}$ ,  $\lambda=46.96^{\circ}\text{E}$ ,  $M=5.7$ ,  $I_0=6.5$  баллов по шкале MSK-64 [1]) и 02.12.2000 г. ( $\varphi=42.35^{\circ}\text{N}$ ,  $\lambda=47.35^{\circ}\text{E}$ ,  $M=4.6$ ,  $I_0=6.5$  баллов [1]); два – в непосредственной близости к границам сопредельных территорий: Курчалойское землетрясение 11.10.2008 г. в Чеченской Республике с  $M=5.6$ , ощущалось в Дагестане от 2–3 до 5 баллов; 07.05.2012 г. с  $M=5.8$  в Закатальском районе Азербайджана, ощущалось в Тляратинском, Рутульском, Чародинском районах до 5–6 баллов, в Махачкале – 3–4 балла, в селениях Тарумовке, Терекли-Мектебе на севере Дагестана – 3 балла [2].

В общей сложности с 1992 по 2012 г., по данным сейсмической станции «Махачкала» ГС РАН, на территории Дагестана зафиксировано 70 ощутимых событий интенсивностью от 2 до 6.5 баллов по шкале MSK-64 [1]. Для Махачкалы расчетный период повторения сотрясений силой 5–6 баллов составляет 17 лет, 6–7 баллов – 60 лет, 7–8 баллов – 230 лет, 8–9 баллов – 830 лет [3].

23.10.2012 г. в районе с. Кубачи произошло землетрясение  $M=4.2$  силой 4 балла. Оно ощущалось в г. Дербенте, селениях Маджалис, Уркарах силой 2–3 балла, а также в некоторых селениях Южного Дагестана.

Эпицентры нескольких землетрясений, произошедших в 2012 г. на территории Чеченской Республики, ощущались в приграничных населенных пунктах Дагестана.

16.04.2013 г. произошло землетрясение, названное «Кичигамринское-II» с  $MS=4.4$  ( $m_b=5.1$ ), координатами  $\varphi=42.26^{\circ}\text{N}$   $\lambda=47.68^{\circ}\text{E}$  и глубиной очага около 10 км [4]. Это событие ощущалось на всей территории Республики Дагестан и в эпицентральной зоне имело разрушительные последствия [5].

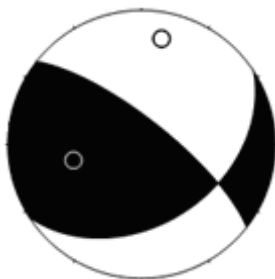
Координаты очага Кичигамринского-II землетрясения 16.04.2013 г. лишь на первые сотые доли разнятся с координатами Кичигамринского-I землетрясения 03.05.1988 г.,  $\varphi=42.23^{\circ}\text{N}$   $\lambda=47.73^{\circ}\text{E}$ ,  $M=5.4$  (рис. 1).

Механизм очага землетрясения 16.04.2013 г. рассчитан в ИОЦ ГС РАН по знакам первых вступлений продольных волн на 41 станции, из них на 22 станциях зарегистрированы волны сжатия (знаки плюс), на 19 – волны разрежения (знаки минус). Станции расположены в интервале эпицентральных расстояний  $0.5\text{--}60^{\circ}$  и равномерно по азимутам.

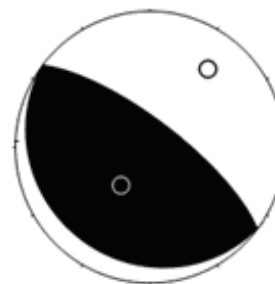


**Рис. 1.** Карта разломной тектоники и эпицентров исторических и зарегистрированных в инструментальный период землетрясений Дагестана и прилегающих территорий с  $M \geq 4$  [5]

Механизм очага в стереографической проекции на нижней полусфере показан на рис. 2, здесь же (рис. 3) представлен механизм очага землетрясения 03.05.1988 г. с  $M_w=5.3$  по данным Гарвардского центра (США) [6] – они близки по раскладке воздействующих напряжений и параметрам.



**Рис. 2.** Механизм очага Кичигамринского-II землетрясения 16.04.2013 г.



**Рис. 3.** Механизм очага Кичигамринского-I землетрясения 03.05.1988 г.

Элементы механизма очага Кичигамринского-II землетрясения 16.04.2013 г. приведены в таблице. Землетрясение возникло под действием напряжений сжатия, ориентированных на север-северо-восток. Нодальная плоскость  $NP2$ , залегающая довольно круто ( $DP=75^\circ$ ), простирается в направлении на северо-запад, движение по ней – взброс с правосторонней сдвиговой компонентой. Другая ( $NP1$ ) – более пологого залегания ( $DP=40^\circ$ ) – имеет северо-восточное простирание, тип движения по ней – левосторонний сдвиг [6].

**Таблица. Параметры механизма очага Кичигамринского-II землетрясения 16.04.2013 г.**

Оси главных напряжений						Нодальные плоскости						Центр
$T$		$P$		$N$		$NP1$			$NP2$			
$P1$	$AZM$	$P1$	$AZM$	$P1$	$AZM$	$STK$	$DP$	$SLIP$	$STK$	$DP$	$SLIP$	
47	257	20	11	36	117	57	40	24	308	75	128	ИОЦ ГС РАН

Механизмы очагов обоих землетрясений вполне соответствуют геотектоническому фону события. Сейсмичность большей части территории Дагестана определяется системой разломов Терско-Каспийского передового прогиба, которые имеют большую протяженность и характеризуются сменой направления с субширотного северо-восточного антикавказского простирания в северной части Дагестанского клина на юг-юго-восточное (рис. 1). Субмеридиональным продолжением Терско-Каспийского прогиба являются Восточная и Западная антиклинальные зоны Южно-Дагестанской области линейных складок, простирающиеся вдоль берега Каспия. Эти зоны разделены межгорной депрессией и являются надразломными структурами, отражающими подвижки по региональным субкавказским глубинным разломам, которые осложняют южный складчатый борт Терско-Сулакского передового прогиба [7].

Из глубинных разломов антикавказского простирания в рассматриваемой области выделяется Гамри-Озеньский сейсмогенерирующий разлом мантийного заложения, который прослеживается от Главного Кавказского хребта, пересекает Гунибскую шовную зону, Дербентский, Прибрежный и Срединный разломы и уходит в море. Область влияния этого разлома представляет собой систему разрывных нарушений разного ранга и глубины – от мантийного до коровых. Наибольшая сейсмическая активизация наблюдается в узлах пересечения этого разрыва с вышеуказанными разломами Кавказского простирания (рис. 1) [8].

Оба землетрясения – Кичигамринское-I 03.05.1988 г. и Кичигамринское-II 16.04.2013 г. – произошли в области северного звена Западной антиклинальной зоны на пересечении Гамри-Озеньского разлома и Гунибского шва, являющегося продолжением изменившего направление Владикавказского разлома [7, 9], и, как было указано ранее, имеют очень близкие по параметрам механизмы очагов. По историческим данным в этом районе известны 6–7-балльные землетрясения [10].

Но имеются и существенные отличия, а именно: Кичигамринское-I землетрясение предварялось четырьмя форшоками 03.05.1988 г. – в 08:41 с  $K_p=11.8$ , в 08:43 с  $K_p=11.6$ , в 08:51 с  $K_p=9.6$  и в 09:05 с  $K_p=8.7$ . Основной толчок произошел в 09:15,  $K_p=12.4$ . Афтершоковая деятельность наблюдалась в течение трех месяцев после основного толчка [11].

Последнее землетрясение, зарегистрированное в районе Кичигамринского-II землетрясения, произошло 15.02.2012 г. с  $K_p=7.3$ . Перед событием 16.04.2013 г. не было отмечено форшоков. Зарегистрировано всего девять афтершоков. Ни один из них не удалось лоцировать в силу того, что они записаны только сейсмостанцией «Уркарах», расположенной в 25 км к юго-западу от эпицентра.

Такая ситуация не характерна для данной эпицентральной области. Необходимы тщательные непрерывные наблюдения и анализ имеющегося и получаемого сейсмологического материала.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Медведев С.В., Шпонхоер В., Карник В.** Шкалы сейсмической интенсивности MSK-64. – М: МГК при Президиуме АН СССР, 1965. – 11 с.
2. **Асманов О.А., Даниялов М.Г., Магомедов Х.Д.** Проявление Закатальского землетрясения 7 мая 2012г. ( $K_p=14.4$ ) на территории Дагестана // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 35–38.
3. **Михайлова Р.С., Пойгина С.Г.** Сейсмическая сотрясаемость Северного Кавказа по результатам наблюдений в 1992–2008 гг. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 112–119.
4. **Асманов О.А., Даниялов М.Г., Мирзалиев М.М., Магомедов Х.Д.** Макросейсмические проявления Кичигамринского-II землетрясения 16 апреля 2013 г. с  $MS=4.8$ . (В наст. сб.).
5. **Черкашин В.И., Сабанаев К.А., Гаврилов Ю.О., Панов Д.И.** Тектоника Дагестана (объяснительная записка) // Труды Института геологии ДНЦ РАН. Вып. 60 / Отв. ред. Ю.Г. Леонов. – Махачкала: АЛЕФ, 2012. – С. 86.
6. **Информационное сообщение об оцутимом землетрясении в Дагестане 16 апреля 2013 г.** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/info\\_quake.pl?mode=1&id=213](http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/info_quake.pl?mode=1&id=213).
7. **Шарафутдинов Ф.Г., Мирзоев Д.А, Алиев Р.М., Серебряков В.А.** Геология нефтегазовых месторождений Дагестана и прилегающей акватории Каспийского моря. – Махачкала: Дагестанское книжное изд-во, 2001. – С. 40–47.
8. **Пономарева Н.Л.** Сейсмичность Дагестана и новейшая геодинамика // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Шестой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – С. 259–263.
9. **Рогожин Е.А.** Современная геодинамика и потенциальные очаги землетрясений Кавказского региона // Современные математические и геологические модели природной среды. – М.: ОИФЗ РАН, 2002. – С. 244–254.
10. **Общий каталог землетрясений на территории Дагестана.** – Махачкала: Эпоха, 2007. – 394 с.
11. **Асманов О.А., Левкович Р.А., Мирзалиев М.М.** Кичигамринское землетрясение в Дагестане // Землетрясения в СССР в 1988 году. – М.: Наука, 1990. – С. 28.

## ОБЕСПЕЧЕНИЕ КАЧЕСТВЕННОЙ РЕГИСТРАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН НА СТАНЦИИ «АРТИ»

В.В. Русинова

*Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург*

**Аннотация.** Проведен расчет чувствительности по выделению сейсмических событий сейсмостанцией «Арти» в дневное и ночное время в интервалах, свободных от записей землетрясений и интенсивных помех, в том числе и техногенного фактора, а также для сейсмических событий на примере Североуральского бокситового рудника.

**Abstract.** The calculation of sensitivity of seismic events seismic station "Arti" in the daytime and night-time intervals free of earthquake records and the records of other disturbances, including man-made factors, as well as seismic events on the example of the Severouralsk bauxite mine is carried out.

### **Введение**

Сейсмическая станция «Арти» (ARU) функционирует с 1971 года. В ее задачи входит как регистрация удаленных землетрясений, происходящих в России и других сейсмоактивных районах Земли, так и изучение сейсмичности региона. На Урале иногда происходят сейсмические события с магнитудой 4–5. Одни из них обусловлены тектоническими причинами, другие вызваны деятельностью человека, в частности добычей полезных ископаемых, например на Североуральском бокситовом руднике (СУБР).

Сейсмостанция «Арти» имеет в своем составе отечественное оборудование, а также американскую цифровую широкополосную сейсмическую аппаратуру, позволяющую в режиме, близком к реальному времени, получать информацию о сейсмических колебаниях в широком диапазоне частот (от приливных колебаний до 100 Гц). Это позволяет исследователям решать новые научные задачи, в частности при изучении сейсмических сверхдлиннопериодных колебаний (СДК).

### **Условия размещения сейсмометров на станции ARU**

Станция «Арти» в 1988 г. была оснащена широкополосной цифровой сейсмостанцией IRIS в рамках соглашения между АН СССР и Корпорацией научно-исследовательских институтов США по сейсмологии (IRIS/IDA) о переоборудовании ряда отечественных станций современным цифровым оборудованием, стандартным для станций Глобальной сейсмической сети [1]. Станции предназначены для регистрации удаленных, региональных и местных землетрясений, ядерных взрывов, промышленных взрывов в горнодобывающих карьерах и других техногенных событий.

Цифровая сейсмостанция ARU оснащена широкополосным (STS-I) и короткопериодным (GS-13) сейсмометрами.

В 2009 г. сейсмометры перенесли в новое подземное регистрационное сооружение станции, что позволило значительно улучшить качество записи сейсмограмм.

Сейсмометры размещены в подземном приборном сооружении на бетонном постаменте на глубине примерно 6 м от поверхности. Постамент располагается во внутреннем помещении, окруженном кольцевым коридором. Оно герметично закрывается во избежание сквозняков. В кольцевом коридоре установлены электропечи для поддержания в сооружении температуры воздуха примерно 18–20 °С и предотвращения образования конденсата. Температура в сооружении изменяется плавно в диапазоне 3–4 °С в зависимости от времени года.

Постамент для сейсмометра размером  $2 \times 1$  м и высотой 0.7 м выполнен из бетона. Постамент установлен на поверхности прочных скальных пород – кварцевых песчаников. Так сконструированное приборное сооружение и постамент обеспечивают качественный прием упругих волн сейсмоприемниками и сводят к минимуму помехи при регистрации сейсмограмм [1].

### Оценка чувствительности станции ARU

Оценка чувствительности сейсмостанции по регистрации сейсмических событий была проведена по методическому материалу С.П. Пивоварова [2]. Для этого были использованы записи сейсмического фона, полученные в дневное и ночное время. Исследуемые интервалы должны быть свободными от записей землетрясений и не содержать записей штормовых бурь и прочих интенсивных помех, в том числе и техногенного фактора. Методика расчета дальности регистрации основывается на результатах исследования амплитуд и периодов микросейсмического шума. Их значения используются для расчета возможных регистрируемых энергетических классов  $K_p$ .

Вычисляются суммы амплитуд  $A_p$  и  $A_s$  в микронах: для  $P$ -волны – по вертикальному каналу, для  $S$ -волны – среднее значение амплитуд по горизонтальным каналам.

Энергетический класс определялся по формуле:

$$K_p = 1.84 \cdot (\lg(A_p + A_s) + \sigma(R)),$$

где  $\sigma$  – калибровочная функция, а  $R$  – гипоцентрального расстояние в км.

Значения  $\sigma$  получены на основании следующих аппроксимирующих выражений, соответствующих номограмме Т.Г. Раутиан:

$$\sigma = 2.11 \cdot \lg R + 1.32 \text{ для } R = 5 - 74 \text{ км,}$$

$$\sigma = 1.10 \cdot \lg R + 3.21 \text{ для } R = 75 - 263 \text{ км,}$$

$$\sigma = 2.98 \cdot \lg R - 1.34 \text{ для } R = 264 - 800 \text{ км.}$$

Для корректного использования такого способа оценки возможного регистрируемого энергетического класса на определенном расстоянии измерения амплитуды микросейсмического шума должны выполняться на «симулированной» записи короткопериодного канала типа СКМ-3 в полосе частот 2–5 Гц, наиболее характерной для записей близких и региональных землетрясений [2].

Обработка записей волновых форм сейсмической станции ARU производится по программе WSG [3].

Из рис. 1 видно, что в дневное время на эпицентральных расстояниях до 70 км без пропусков будут регистрироваться сейсмические события с энергетическим классом около 1, до 500 км – с классом 2.5. В ночное время (рис. 2) минимальный регистрируемый сейсмической станцией энергетический класс на эпицентральных расстояниях до 70 км составит 0.6, до 500 км – 2.1.

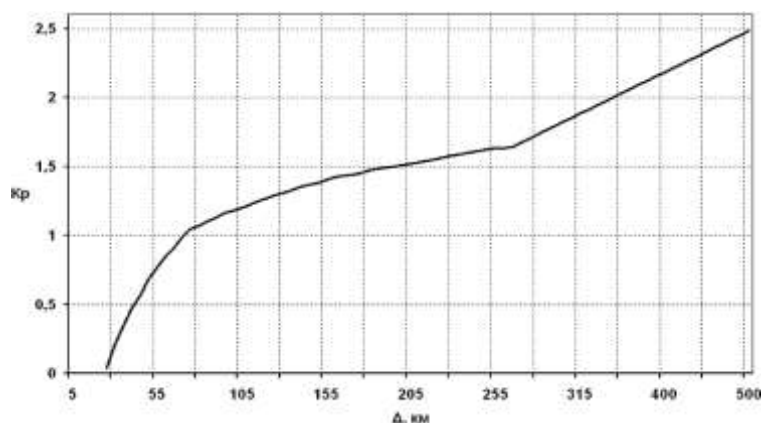
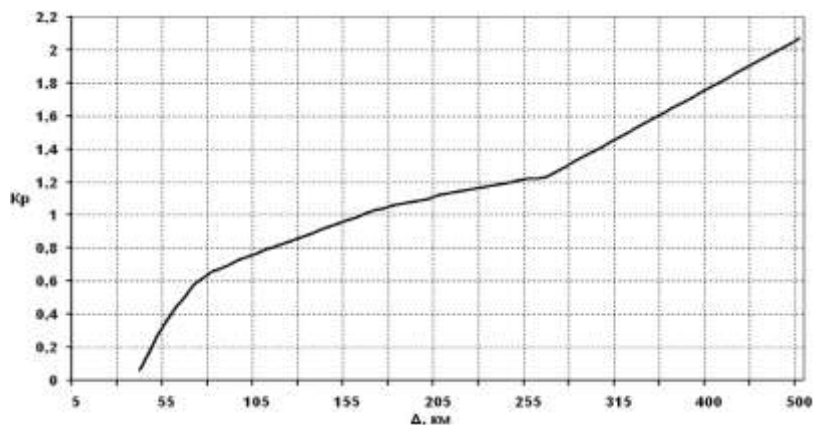


Рис. 1. Расчетная чувствительность сейсмостанции «Арти» в дневное время

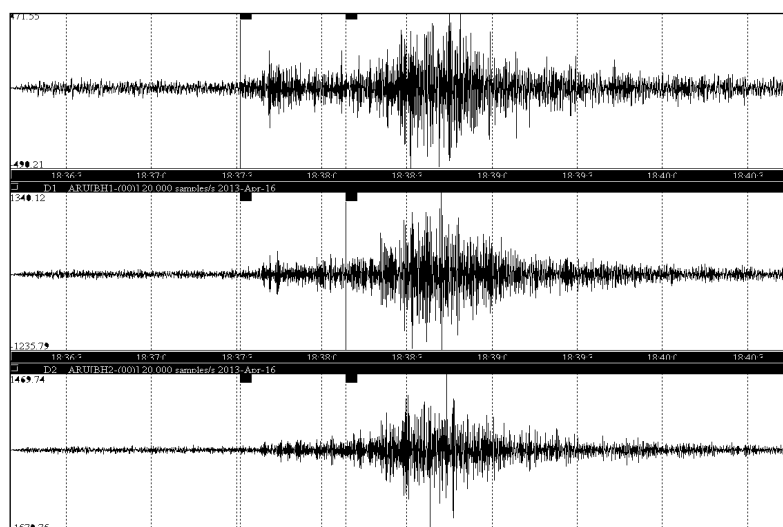




**Рис. 2.** Расчетная чувствительность сейсмостанции «Арти» в ночное время

### Реальная чувствительность сейсмостанции ARU на примерах выделения сейсмических событий в СУБР

За период с 2011 г. по май 2013 г. станцией «Арти» зафиксировано 18 сейсмических событий, произошедших в СУБР, которые можно отнести к горно-тектоническим ударам. Типичная сейсмограмма события представлена на рис. 3. 16 апреля 2013 г. в 18:36:29 станцией «Арти» и Уральской сетью станций зарегистрировано сейсмическое событие ( $\varphi=60.20^{\circ}\text{N}$ ,  $\lambda=59.98^{\circ}\text{E}$ ,  $M=3.3$ ,  $\Delta=460$  км), относящееся к энергетическому классу 6.5. Сейсмостанция регистрирует события и меньших энергетических классов.



**Рис. 3.** Сейсмограмма сейсмического события, произошедшего в СУБР 16 апреля 2013 г. в 18:36:29 с  $M=3.3$ , полученная на станции «Арти»

### Оценка погрешности определения азимута на эпицентр

При оценке погрешности определения азимута на эпицентр были использованы данные наблюдений группы передвижных станций в районе Асбеста и Белоярской АЭС (БАЭС). Анализ амплитудно-частотных спектров целевых волн позволил выбрать параметры фильтров для выделения продольных и поперечных волн [4]. Учитывая удаленность станции «Арти» от карьеров Асбеста почти на 190 км (в среднем – 30–50 км при площадных наблюдениях в районе Асбеста и Белоярской АЭС), было решено использовать полосовые фильтры 0.7–3.0 Гц для поляризационного анализа  $P$ -волн и 0.7–1.4 Гц – для  $S$ -волн. Волновая картина, фиксируемая станцией «Арти» на значительном удалении от Асбеста, отличается от картины взрывов, регистрируемых на расстоянии 30–50 км при площадных наблюдениях.

Основные отличия заключаются в следующем: на сейсмограммах ARU существенно ниже соотношение «сигнал/шум» в области первых вступлений  $P$ -волн; практически не удается точно выделить первые вступления  $S$ -волн; в многофазных цугах в последующих вступлениях поперечных волн выделяются отраженные  $SmS$ -волны и поверхностные  $LR$ -волны, чего не наблюдается на сейсмограммах при площадных наблюдениях.

Среднеквадратичные погрешности определения основных параметров поляризации  $P$ - (особенно) и  $SmS$ -волн, возбуждаемых при промышленных взрывах, согласно записям на станции «Арти», значительно меньше, чем при регистрации этих же событий локальной сетью сейсмических регистраторов. Основной причиной этого могут служить более качественные условия приема, которые обеспечиваются при стационарных наблюдениях в обсерватории «Арти», нежели те, что могут быть созданы при организации сети передвижных сейсмостанций. Для сети станций среднеквадратичные погрешности определения направлений смещения колебаний в объемных ( $P$  и  $S$ ) и поверхностных ( $LQ$  и  $LR$ ) волнах на одних и тех же расстояниях, оцененные по серии взрывов, равны  $\pm 5-7^\circ$  (для углов выхода  $P$ -волн) и  $\pm 8-10^\circ$  (для углов выхода  $S$ -,  $LQ$ - и  $LR$ -волн);  $\pm 10-15^\circ$  (для азимутов подхода  $P$ -,  $LQ$ - и  $LR$ -волн) и  $\pm 20-25^\circ$  (для азимутов подхода  $S$ -волн) [1].

Среднее значение азимутов подхода  $P$ - и  $SmS$ -волн с пункта взрыва «Асбест» на станцию «Арти» с высокой точностью ( $\pm 0.3^\circ$  – для  $P$ -волны и  $\pm 2.8^\circ$  – для  $SmS$ -волны) соответствуют топографическому азимуту с пункта возбуждения на пункт приема колебаний, свидетельствуя, по-видимому, о том, что вблизи лучевой плоскости в данном направлении отсутствуют значительные боковые скоростные неоднородности.

#### **Выводы**

Условия приема сейсмических волн, обеспечиваемые в подземном сооружении сейсмостанции, хорошие. Это позволяет получать сейсмограммы высокого качества. Минимальный энергетический класс сейсмических событий, регистрируемый сейсмостанцией «Арти» на расстоянии 500 км, в дневное время равен 2.5, в ночное время – 2.1. Погрешность азимута на эпицентр составляет  $0.3^\circ$  для  $P$ -волны и  $2.8^\circ$  – для  $SmS$ -волны.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. **Кусонский О.А.** Геофизические обсерваторские исследования на Урале. – Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012.
2. **Пивоваров С.П.** Теоретический расчет чувствительности станций локальной сейсмической сети // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 256–258.
3. **Красилов С.А., Коломиец М.В., Акимов А.П.** Организация процесса обработки цифровых сейсмических данных с использованием программного комплекса WSG // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2006. – С. 77–83.
4. **Кашубин С.Н.** Сейсмическая анизотропия и эксперименты по ее изучению на Урале и Восточно-Европейской платформе. – Екатеринбург: УрО РАН, 2001. – 182 с.

## ОРГАНИЗАЦИЯ ВРЕМЕННЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В РАЙОНЕ ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ 2012–2013 ГГ.

<sup>1</sup>В.А. Салтыков, <sup>2</sup>И.Ф. Абкадыров, <sup>1</sup>Ю.А. Кугаенко  
<sup>1</sup>Камчатский филиал ГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский  
<sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,  
г. Петропавловск-Камчатский

**Аннотация.** Для исследования сейсмичности в южной части Ключевской группы вулканов, где 27.11.2012 г. началось новое трещинное Толбачинское извержение, была развернута временная сеть широкополосных сейсмических станций GURALP CMG-6TD. В докладе представлены станции временной сети и первые полученные образцы широкополосных сейсмических записей.

**Abstract.** For investigation of seismicity in southern part of Klyuchevskaya group of volcanoes (area of new fissure eruption of the Tolbachik volcanic zone) local seismic network of broadband seismic stations GURALP CMG-6TD was organized. In the report we present seismic stations of local seismic network and first results of seismic records.

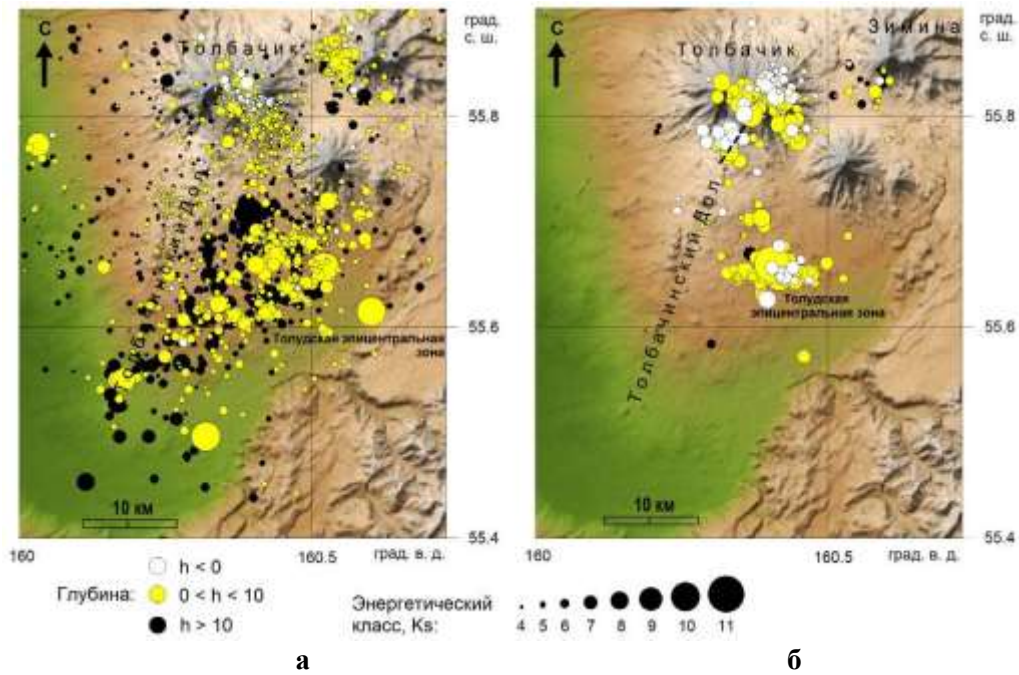
Ключевская группа вулканов (КГВ) всегда привлекала повышенное внимание широкого круга специалистов наук о Земле. Здесь сосредоточены наиболее активные вулканы Камчатки – Ключевской, Безымянный, Толбачинская региональная зона ареального вулканизма (Толбачинский Дол). Опасность, создаваемая вулканической деятельностью, требует организации систем мониторинга активности вулканов. Региональная сеть сейсмических станций Камчатки [1] обеспечивает уровень надежной регистрации землетрясений Ключевской группы вулканов  $K_S=4.5-5.0$  ( $K_S$  – класс по энергетической классификации [2]).

Очередное сильное извержение началось 27.11.2012 г. в южной части Ключевской группы вулканов, захватив юго-восточный склон вулкана Плоский Толбачик и северную часть Толбачинского Дола. Это трещинное извержение гавайского типа, сопровождающееся излиянием протяженных лавовых потоков и умеренной эруптивной деятельностью. Извержение предварялось активизацией слабой сейсмичности, более подробно описанной в [3, 4], а его начало было идентифицировано в Камчатском филиале (КФ) ГС РАН по сейсмическим данным.

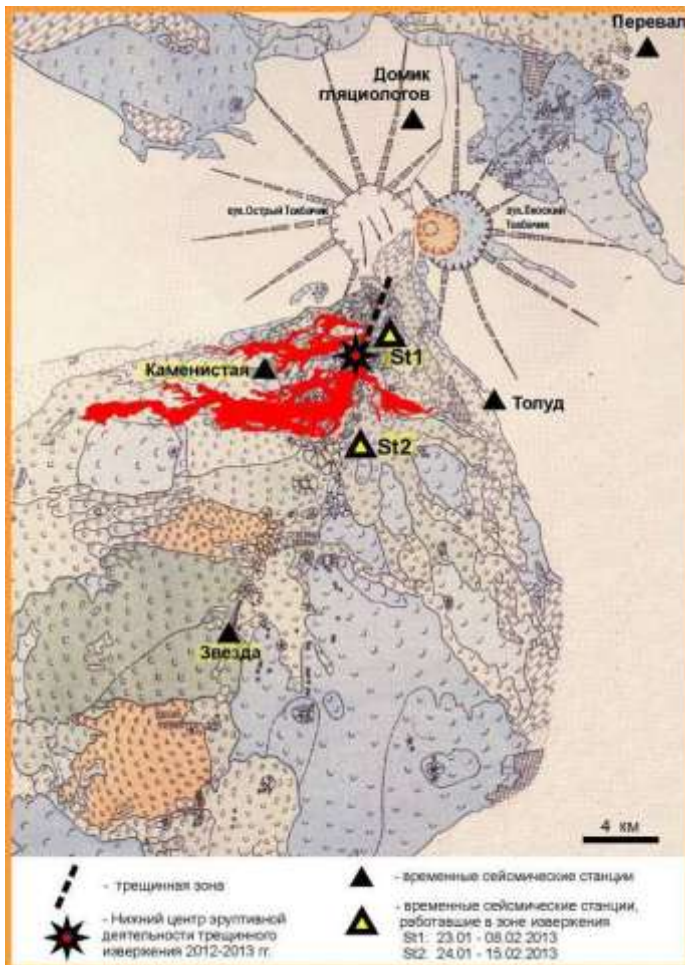
На рис. 1 а представлены эпицентры землетрясений южной части Ключевской группы вулканов, зарегистрированные региональной сетью Камчатки в 1999–2012 гг. до начала извержения. Наиболее сильные сейсмические события сосредоточены в Толдуской эпицентральной зоне (ТЭЗ), выделенной в [5] восточнее увала Толбачинского Дола.

Сейсмичность, сопровождавшая первые недели извержения, показана на рис. 1 б. Привлекает внимание пространственная группировка землетрясений. Сейсмичность отображает процессы, связанные с динамикой магматической питающей системы вулкана. Пространственно разобщенной активностью охвачены вулкан Плоский Толбачик, зона извержения, сформировалось отдельное облако эпицентров в долине реки Толуд, в ТЭЗ (здесь зарегистрировано наиболее сильное землетрясение с  $K_S=11.3$ ).

Наиболее глубокие события группируются у юго-западного склона вулканического массива Зимины. Сильное сейсмическое дрожание, сопровождавшее извержение, затрудняло выявление и обработку сейсмических записей, поэтому на карте присутствуют лишь наиболее сильные из произошедших землетрясений.

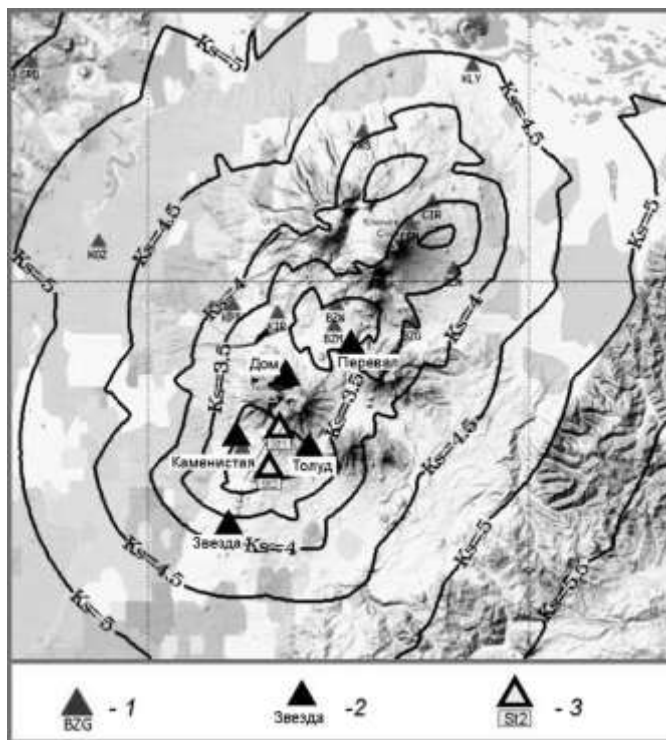


**Рис. 1.** Сейсмичность в районе вулканического массива Толбачик и Толбачинского Дола по данным каталога Ключевской группы вулканов (КФ ГС РАН):  
 а – с 01.01.1999 г. по 26.11.2012 г., до начала нового трещинного Толбачинского извержения;  
 б – сейсмичность, сопровождавшая первые недели извержения с 27.11.2012 по 05.01.2013 г. (до начала работы дополнительной временной сети станций)



**Рис. 2.** Схема расстановки временных сейсмических станций в районе вулкана Толбачик. На карту вулканических образований Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов [6] нанесены лавовые потоки трещинного Толбачинского извержения (по состоянию на 14.02.2013 г.)

В начале января 2013 г. в южной части Ключевской группы вулканов силами Камчатского филиала (КФ) ГС РАН и Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН была развернута временная сеть из семи автономных сейсмических станций (рис. 2, 3). Расстановка ориентирована на усиление региональной системы сейсмологических наблюдений в районе нового трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. и южной части Ключевской группы вулканов в целом.



**Рис. 3. Расчетный уровень надежной регистрации сети сейсмических станций в районе Ключевской группы вулканов (с учетом временных станций):**  
 1 – сейсмические станции Камчатской региональной сети; 2 – сейсмические станции временной сети, состоящей из широкополосных трехкомпонентных сейсмометров GURALP CMG-6TD;  
 3 – дополнительные сейсмические станции GURALP CMG-6TD, работавшие непосредственно в районе извержения в январе-феврале 2013 г.

Временная сеть состоит из широкополосных трехкомпонентных сейсмометров GURALP CMG-6TD (частотный диапазон – 0.03–100 Гц), сочетающих функции датчика и цифрового регистратора и обеспечивающих достаточный срок автономной регистрации

(не менее пяти месяцев непрерывной работы при частоте оцифровки 100 *отс/с*).

*Станция «Толуд»* установлена в долине реки Толуд вблизи полевой базы ИВиС ДВО РАН 06.01.2013 г. и оставлена для автономной работы до осени 2013 года. Станция установлена в мерзлый почвенно-пирокластический чехол на металлический диск. Заглубление – 30–40 см. Координаты – 55.74990°N, 160.42203°E, высота – 988 м. Расстояние до зоны извержения ( $\Delta$ ) – около 7 км.

*Станция «Каменистая»* установлена в специализированный бункер на сейсмпостамент региональной станции «Каменистая» в северо-западной части Толбачинского Дола. Станция работала с 07.01 по 23.05.2013 года. Координаты – 55.75663°N, 160.24738°E, высота – 1053 м,  $\Delta$  – около 4.5 км.

*Станция «Звезда»* установлена в лавовой пещере в голоценовом вулканическом конусе Звезда в южной части Толбачинского Дола. Сейсмометр установлен в ответвлении большого грота пещеры на дно лавовой трубы. Антенна GPS выведена на борт кратера Звезда. Станция работала с 07.01 по 23.05.2013 года. Координаты – 55.64156°N, 160.21702°E, высота – 651 м,  $\Delta$  – около 15 км.

*Станция «Перевал»* установлена на Толбачинском перевале (центральная часть Ключевской группы вулканов) на сейсмпостамент в специализированном бункере. Станция работала с 07.01 по 23.05.2013 года. Координаты – 55.91182°N, 160.53815°E, высота – 1633 м,  $\Delta$  – около 21 км.

*Станция «Дом гляциологов»* установлена на северном склоне вулкана Плоский Толбачик. Станция установлена в мерзлый шлак внутри небольшого деревянного домика, заглубление – около 30 см. Сейсмометр установлен на металлический диск, засыпан песком и накрыт деревянным коробом. Координаты – 55.87182°N, 160.36708°E, высота – 1596 м,  $\Delta$  – около 12 км.

Кроме того, в районе извержения были дополнительно установлены еще две станции в разумной близости от центров эруптивной деятельности.

*Станция St1* – 1.5 км к востоку от северного края трещины, восточное подножье «конуса 1829», кекурное поле. Мощность снежного покрова – около 120 см. Установка поверхностная на стальной диск в мерзлый вулканический шлак. Заглубление – 15 см. Станция накрыта защитным термоизолирующим пенопластовым коробом и засыпана

снегом. Азимут на действующий эруптивный центр – 235°,  $\Delta$  – около 2 км. Время работы – с 24.01 по 08.02.2013 года. Координаты – 55.77682°N, 160.34513°E, высота – 1757 м.

*Станция St2* – 5 км к югу от южного края трещины, северо-западный склон конуса Источник. Станция установлена на стальной диск в мерзлый шлак, заглубление – около 40 см. Сверху место постановки засыпано камнями и снегом. Время работы – с 24.01 по 15.02.2013 года. Азимут на действующий эруптивный центр – 358°,  $\Delta$  – около 4.5 км. Координаты – 55.72482°N, 160.31985°E, высота – 1280 м.

Установка временной сети сейсмических станций позволила довести расчетный уровень надежной регистрации для района «Вулкан Плоский Толбачик – Толбачинский Дол – новое трещинное Толбачинское извержение» до  $K_S=3.5$  (рис. 3).

Что показал первичный анализ сейсмических записей?

Широкополосный сейсмический сигнал имеет максимум на частоте 1–2 Гц.

Сопоставление спектров записей станций St1 и St2 и записи, полученной в районе Толбачинского Дола перед извержением, позволило оценить полосу частот вулканического дрожания: 0.7–20 Гц. Превышение уровня сигнала в спектре достигает 60 дБ, что соответствует увеличению амплитуды в  $10^3$  раз.

Особенностью записей St1 и St2 является преобладание амплитуды вертикальных каналов над горизонтальными (примерно в два раза по дисперсии). Это позволяет предположить, что источник сигнала заглублен, и в записи присутствуют объемные волны (это предположение требует специальной проверки).

Превышение NS-компоненты над EW-компонентой на St2 соответствует направлению на источник (извержение). Этот эффект отсутствует на St1, так как расстояние до прорыва сопоставимо с размерами области эруптивной деятельности.

При анализе поляризации сигнала на St2 азимут направления на источник стабилен и тяготеет к направлению на север. Для St1 азимут нестабилен и колеблется в диапазоне 220–290°, что свидетельствует о протяженном источнике или миграции источника дрожания вдоль трещины.

На записях обнаружены локальные землетрясения. Наиболее сильные из них заметны визуально. Для выделения более слабых событий необходима фильтрация. Представляют интерес серии квазипериодических локальных землетрясений.

#### **Заключение**

В районе нового трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. были организованы дополнительные сейсмологические наблюдения. В январе–мае 2013 г. здесь работала локальная сеть из пяти–семи широкополосных сейсмических станций GURALP CMG-6TD, оптимизировавшая региональную сеть в южной части Ключевской группы вулканов. Основная часть записей находится в обработке. Получены первые интересные результаты, связанные с сейсмическими проявлениями эруптивной деятельности извержения.

#### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. *Чебров В.Н., Дроздин Д.В., Кугаенко Ю.А., Левина В.И., Сеников С.Л., Сергеев В.А., Шевченко Ю.В., Ящук В.В.* Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 году // Вулканология и сейсмология. – 2013. – № 1. – С. 18–40.
2. *Федотов С.А.* Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. – М.: Наука, 1972. – 116 с.
3. *Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Воропаев П.В.* Об аномалии сейсмического режима, предварающей новое (2012 г.) трещинное Толбачинское извержение на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. – 2012. – № 2, вып. 20. – С. 16–19.
4. *Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А.* Ретроспективный анализ сейсмической активизации перед трещинным Толбачинским извержением 2012–2013 гг. (В наст. сб.).
5. *Большое трещинное Толбачинское извержение.* – М.: Наука, 1984. – 637 с.
6. *Действующие вулканы Камчатки.* Т. 1. – М.: Наука, 1991. – 302 с.

## ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ КАМЧАТКИ В 2012 ГОДУ

В.А. Салтыков, Н.М. Кравченко,  
О.Г. Волович, В.П. Воропаев, А.А. Коновалова  
Камчатский филиал ГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский

**Аннотация.** Дана характеристика сейсмичности Камчатки в 2012 году. На основе региональных каталогов Камчатских землетрясений построены площадные распределения параметров фоновой сейсмичности. В комплекс рассматриваемых характеристик входят активность  $A_{10}$ , наклон графика повторяемости  $\gamma$ , параметры методик  $RTL$ ,  $dS$  и « $Z$ -функция», контроль кластеризации землетрясений. Обнаружено пространственно-временное совпадение аномалий по ряду параметров.

**Abstract.** Kamchatkan seismicity in 2012 is presented. Based on the regional catalogue of Kamchatkan earthquakes 2D-distribution of background seismicity parameters was calculated. The set of used parameters consists of seismic activity  $A_{10}$ , slope in recurrence graph  $\gamma$ , parameters of the  $RTL$ -,  $dS$ - and « $Z$ -function» methods, appearance of clusters of earthquakes. Agreement between position of different anomalies in time and space was found.

### Введение

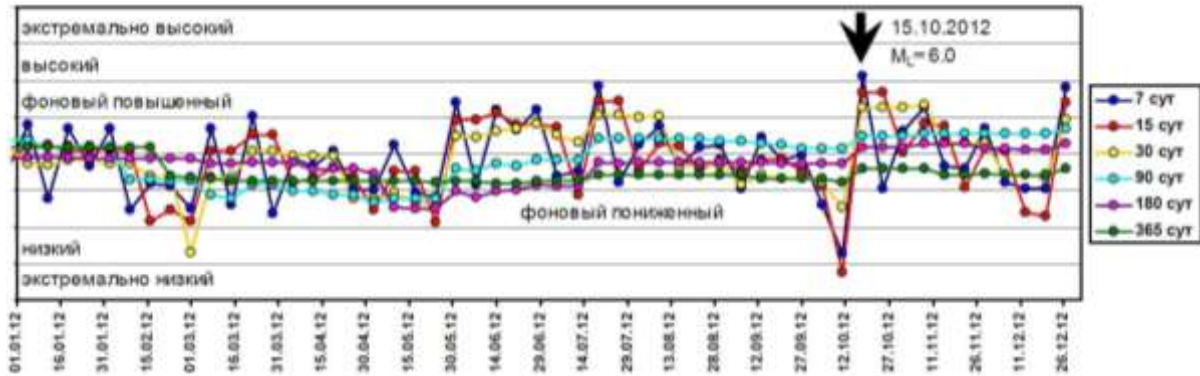
Камчатка является одним из наиболее сейсмически активных регионов России. Для оценки возможной сейсмической опасности в лаборатории сейсмического мониторинга Камчатского филиала (КФ) ГС РАН ведутся работы по контролю параметров текущей сейсмичности Камчатки. В настоящее время применяются следующие методики: оценка уровня сейсмичности региона по шкале СОУС'09, расчет вариаций наклона графика повторяемости, выявление статистически значимых аномалий наклона графика повторяемости с помощью  $Z$ -теста, расчет сейсмической активности  $A_{10}$ ; мониторинг параметра  $RTL$  и вариаций площади сейсмогенных разрывов; обнаружение с помощью  $Z$ -теста областей статистически значимого уменьшения скорости потока землетрясений; выявление кластеризации землетрясений. Все эти методики ориентированы на выявление аномалий в сейсмическом режиме, которые могут иметь предвестниковый характер. При расчетах используются каталоги КФ ГС РАН (<http://www.emsd.ru>). Оценки сейсмичности сделаны для наиболее сейсмоактивного района Камчатки, ограниченного широтой  $\varphi=50.5^{\circ}N$  и  $56.5^{\circ}N$ , долготой  $\lambda=156.0^{\circ}E$  и  $167.0^{\circ}E$ , глубиной от 0 до 300 км. Нижний энергетический уровень землетрясений был определен как  $K=8.5$  по классификации С.А. Федотова, что соответствует уровню надежной регистрации землетрясений для камчатской сейсмоактивной зоны в целом [1].

### Результаты исследований

*Общая характеристика сейсмичности в 2012 году.* Общая выделившаяся в 2012 г. сейсмическая энергия составила  $1.24 \cdot 10^{14}$  Дж при среднегодовом (за 51 год) значении  $5.7 \cdot 10^{14}$  Дж и медианном годовом значении  $1.6 \cdot 10^{14}$  Дж. Значение функции распределения, соответствующей сейсмической энергии, выделившейся в течение 2012 г., равно  $0.42 \pm 0.07$ .

Для качественной оценки текущего уровня сейсмичности используется шкала и методика СОУС'09, разработанная в лаборатории сейсмического мониторинга Камчатского филиала ГС РАН, согласно которой состояние сейсмичности региона оценивается по эмпирической функции распределения выделившейся за определенный временной интервал сейсмической энергии:  $F(K) = P(\lg E \leq K)$ , где  $E$  – суммарная сейсмическая энергия в Дж [2].

Рис. 1 отражает изменение оценок уровня сейсмичности Камчатки в течение 2012 года. Следует отметить снижение регионального уровня сейсмичности до экстремально низкого во временном окне 15 дней перед землетрясением 15 октября с  $ML=6.0$ .

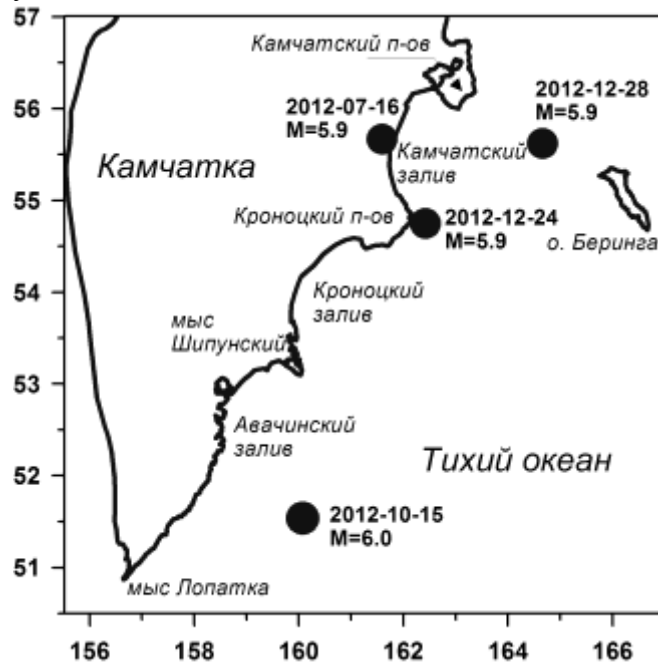


**Рис. 1. Временной ход оценки уровня сейсмичности Камчатки в различных временных окнах**

Наиболее сильными сейсмическими событиями 2012 г. являются землетрясение с магнитудой  $ML=6.0$ , произошедшее на юге Камчатки 15 октября, и три землетрясения с  $ML=5.9$ , произошедшие в районе Камчатского залива 16 июля, 24 и 28 декабря. Выделившаяся при этих землетрясениях энергия составила 70% общей сейсмической энергии 2012 года. Эпицентры землетрясений с  $ML \geq 5.9$  показаны на рис. 2.

Средняя по указанному району активность  $A_{10}$  в 2012 г. составила  $0.278 \pm 0.006$  при среднемноголетнем значении  $0.384 \pm 0.001$ . Таким образом, в целом активность региона была ниже среднего уровня почти на 30%.

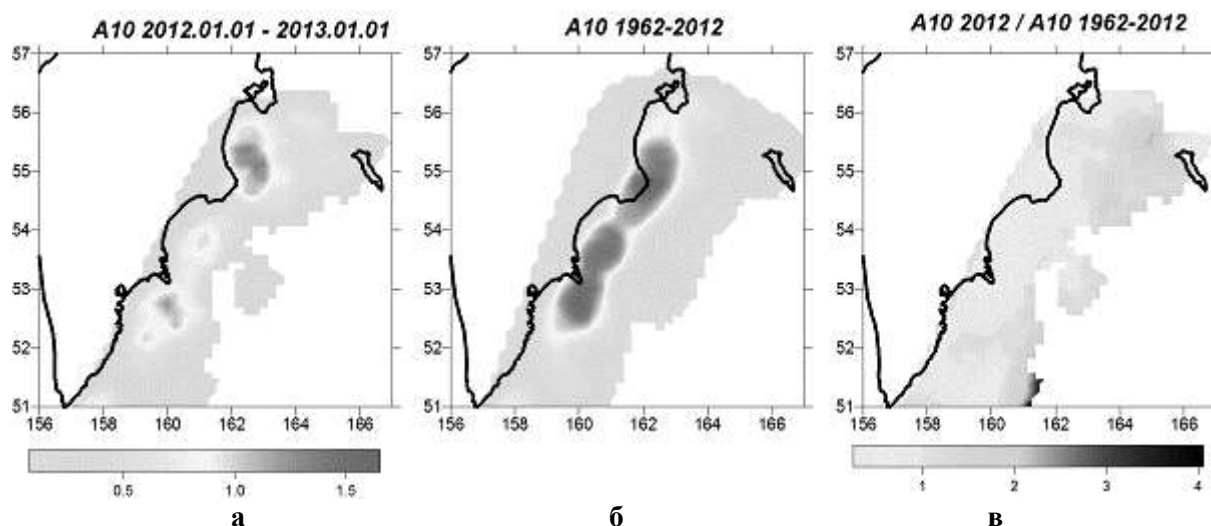
Наклон графика повторяемости  $\gamma$  в 2012 г. равен  $0.47 \pm 0.02$ , что соответствует в пределах ошибки среднемноголетним значениям  $0.475 \pm 0.002$ .



**Рис. 2. Эпицентры Камчатских землетрясений 2012 г. с  $ML \geq 5.9$**

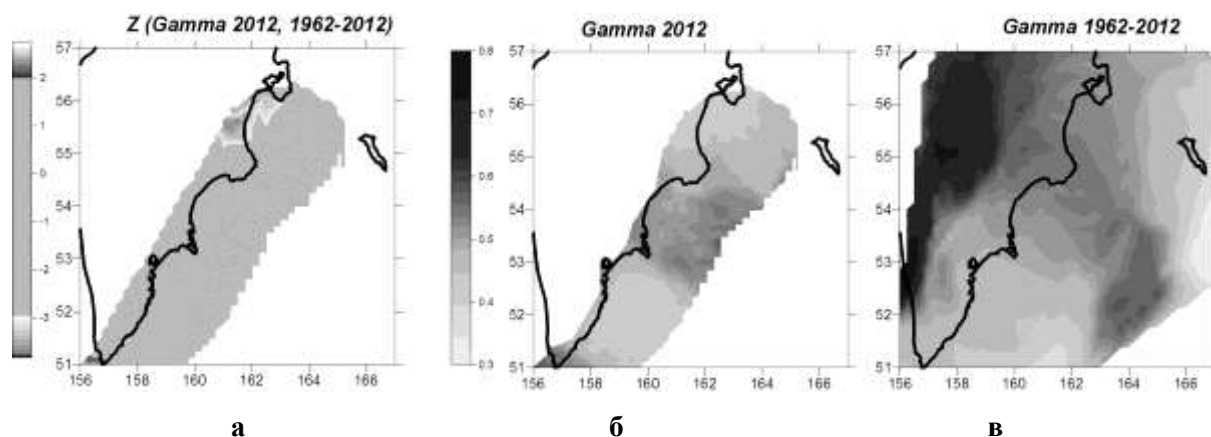
Контроль за вариациями сейсмической активности  $A_{10}$  и наклона графика повторяемости  $\gamma$ . Распределение активности  $A_{10}$  в 2012 г. значительно отличается от среднемноголетнего (рис. 3). Отмечается снижение активности ниже среднего значения в районе Камчатского, Кроноцкого, Шипунского полуостровов, Авачинского залива и акватории, прилегающей к южной части Камчатки ( $51-52^\circ N$ ), при этом восточнее Камчатского залива активность существенно превысила средние значения.





**Рис. 3.** Карты сейсмической активности  $A_{10}$ , рассчитанные для 2012 г. (а) и для сравнения – для 1962–2012 г. (б); в – активность  $A_{10}$  для 2012 г., нормированная на многолетнюю активность. Областью расчета значений является круг радиусом 50 км

Карты наклона графика повторяемости  $\gamma$  показаны на рис. 4. Для выявления статистически значимых изменений  $\gamma$  применен Z-тест. Статистическая достоверность уменьшения  $\gamma$  в районе Камчатского залива высока – на уровне  $\alpha=0.01$ . Для района мыса Лопатка статистическая значимость увеличения  $\gamma$  – на уровне  $\alpha=0.05$ .



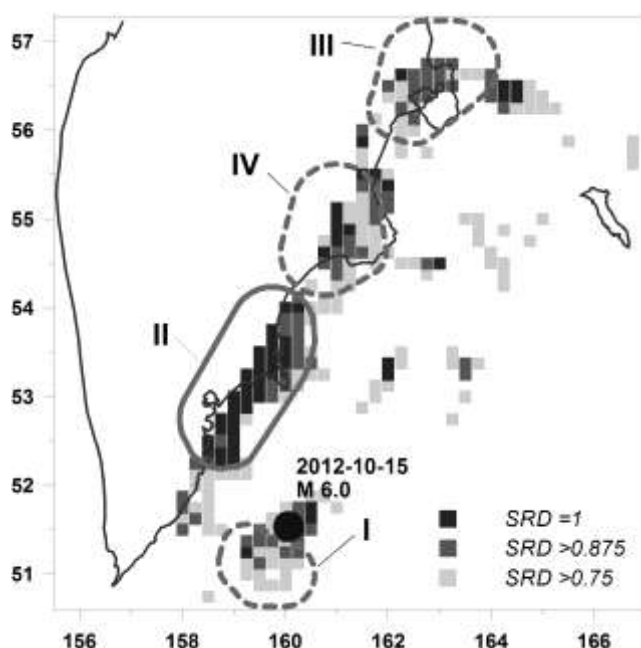
**Рис. 4.** Карты наклона графика повторяемости  $\gamma$ , рассчитанные для 2012 г. (б) и для сравнения – для 1962–2012 г. (в); а – изменение  $\gamma$  в 2012 г., по сравнению с многолетним фоном, нормированное на его среднеквадратичное отклонение. Областью расчета значений является круг радиусом 150 км

**Выявление сейсмических затиший.** Применение *RTL*- и *Z*-методик позволяет выделить в сейсмическом режиме отдельных пространственных областей временное уменьшение уровня сейсмичности. Согласно методу *RTL* [3, 4], зонам формирования сейсмического затишья соответствуют области со значениями параметра  $RTL < -3$ .

Затишье характеризуется минимальным значением *RTL* за все время развития аномалии и длительностью, определяемой интервалом времени, в течение которого  $RTL < -3$ . Сейсмическое затишье по методу «*Z*-функция» [5, 6] определяется зоной со значимым ( $Z > 3$ ) изменением интенсивности потока землетрясений выбранного энергетического диапазона. Аномалия характеризуется максимальным значением *Z*, определяющим статистическую значимость различий в скоростях сейсмического потока на двух временных участках, и параметром *SRD*, определяющим величину этих различий.

Аномалии *RTL* по данным 2012 г. не выявлены.

На рис. 6 приведена карта максимальных значений  $SRD > 0.75$  в течение в 2012 г., оконтурены зоны сейсмического затишья, определяемого *Z*-методикой. В зоне I уменьшение скорости сейсмического потока в 16 раз ( $SRD=0.94$ ) наблюдалось в течение 16 месяцев – с февраля 2009 г. по май 2011 года. Эпицентр землетрясения 15.10.2012 г. с  $ML=6.0$  приходится на границу этой аномалии (рис. 6). Землетрясение произошло спустя полтора года после окончания затишья. Абсолютное сейсмическое затишье существовало в районе Авачинского залива, мыса Шипунского и южной части Кроноцкого залива (зона II) в течение 14 месяцев (с мая 2011 г. по июль 2012 г.). В районе Камчатского полуострова (зона III) отмечено уменьшение скорости сейсмического потока в 10 раз ( $SRD=0.9$ ) в течение 16 месяцев (август 2011 г. – декабрь 2012 г.).



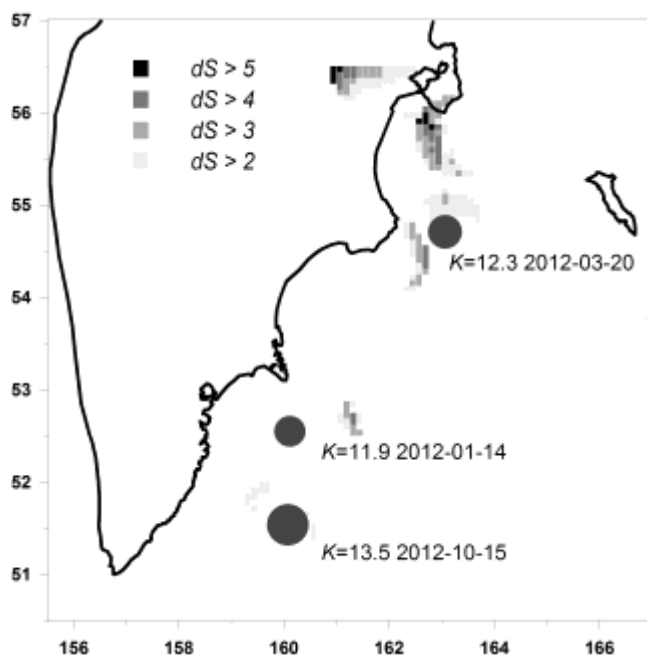
**Рис. 5.** Карта максимальных значений  $SRD$  в течение в 2012 г. Оконтурены области сейсмических затиший, определяемых *Z*-методикой. Отмечен эпицентр землетрясения 15.10.2012 г. ( $ML=6.0$ )

В течение всего 2012 г. уменьшение уровня сейсмичности в восемь раз ( $SRD=0.875$ ) наблюдалось в районе Кроноцкого полуострова (зона IV).

**Выявление сейсмической активизации.** Для выявления сейсмической активизации вычисляется разница  $dS$  между накопленной площадью сейсмогенных разрывов в пределах круговой области заданного радиуса за последний год и средним ежегодным многолетним значением [3, 4]. Локальное увеличение площади сейсмогенных разрывов в 2012 г. отмечается в Камчатском заливе и в районе Кроноцкого полуострова (рис. 6). Незначительная активизация по параметру  $dS$  наблюдалась юго-восточнее Шипунского мыса и Авачинского залива.

**Контроль кластеризации землетрясений.** Кластером считается группа двух или более землетрясений, если положение их эпицентров, разница во времени их появления и энергия удовлетворяют определенным условиям [4]. Такие кластеры в зонах, отмеченных по методу *RTL* и  $dS$ , могут свидетельствовать о стягивании сейсмической активности к месту будущего макроразрыва. Параметрами кластеров являются минимальный класс землетрясений в кластере  $k_0$  и минимальный класс основного события в кластере  $K_0$ .

На рис. 6 отмечены кластеры с главным событием энергетического класса  $K > 11.5$ , выделенные в 2012 г. в исследуемой области Камчатки. Кластеры граничат с зонами сейсмической активизации по параметру  $dS$ .



**Рис. 6.** Значения  $dS$ -параметра, рассчитанные на декабрь 2012 г. Отмечены эпицентры главных событий кластеров землетрясений 2012 г. с классом главного события  $K > 11.5$

### Заключение

Получены следующие результаты по сейсмичности Камчатки в 2012 г.:

- наклон графика повторяемости: пониженные значения на севере Камчатки (Камчатский полуостров, Камчатский залив), повышенные значения на юге Камчатки (район мыса Лопатка);

- активность  $A_{10}$ : повышенные значения в Камчатском заливе, на юге Авачинского залива, юге Камчатки; пониженные – Камчатский, Кроноцкий, Шипунский полуострова, Кроноцкий и Авачинский заливы;

- $Z$ -функция: на севере Камчатки наблюдается развитие  $Z$ -аномалий, в Авачинском заливе – абсолютное сейсмическое затишье. Завершившаяся  $Z$ -аномалия на юге Камчатки связывается с землетрясением 15.10.2012 г.,  $ML=6.0$ ;

- площадь сейсмогенных разрывов  $dS$ : повышенные значения в Камчатском заливе, районе Камчатского и Кроноцкого полуостровов;

- кластеры землетрясений: выявлены два кластера с энергией максимального землетрясения  $K \geq 12.0$ .

Учитывая хорошее пространственно-временное соответствие ряда признаков, имеющих потенциально предвестниковый характер, можно сделать заключение о повышенной сейсмической опасности района Камчатского залива и юга Камчатки.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордеев Е.И., Чебров В.Н., Левина В.И. и др. Система сейсмологических наблюдений на Камчатке // Вулканология и сейсмология. – 2006. – № 3. – С. 6–27.
2. Салтыков В.А. Статистическая оценка уровня сейсмичности: методика и результаты применения на примере Камчатки // Вулканология и сейсмология. – 2011. – № 2. – С. 53–59.
3. Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С. Стадии подготовки, сейсмологические предвестники и прогноз землетрясений Камчатки // Вулканология и сейсмология. – 1998. – № 6. – С. 17–26.
4. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. – М.: Наука, 2003. – 270 с.
5. Wyss M., Habermann R.E. Precursory quiescence // Pageoph. – 1988. – V. 126. – P. 319–332.
6. Салтыков В.А., Кузнецов Ю.А. Сейсмические затишья перед двумя сильными землетрясениями 1996 г. на Камчатке // Вулканология и сейсмология. – 2000. – № 1. – С. 57–65.

## РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ПЕРЕД ТРЕЩИННЫМ ТОЛБАЧИНСКИМ ИЗВЕРЖЕНИЕМ 2012–2013 ГГ.

В.А. Салтыков, Ю.А. Кугаенко  
*Камчатский филиал ГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

**Аннотация.** Проведен ретроспективный анализ сейсмичности вулкана Плоский Толбачик по региональному каталогу 1999–2012 гг. Перед новым трещинным Толбачинским извержением обнаружены статистически значимые аномалии в параметрах сейсмичности низкого энергетического уровня ( $K_S=4-6$ ): увеличение скорости сейсмического потока и скорости выделения сейсмической энергии. Длительность аномалии – 3–4 месяца. Аномалии свидетельствуют о сейсмической активизации. Сейсмической активизацией была охвачена вся постройка вулкана Плоский Толбачик, а не только зона нового трещинного прорыва.

**Abstract.** We analyzed seismicity of Plosky Tolbachik Volcano retrospectively using regional catalogue 1999–2012. Anomalies of low-energy ( $K_S=4-6$ ) seismicity parameters (increase of seismicity rate and seismic energy) were discovered and statistically estimated. This is evidence of significant seismic activation. The duration of these anomalies is 3–4 months. The whole Plosky Tolbachik Volcano including area of new fissure break was covered by this seismic activation.

В южной части Ключевской группы вулканов на Камчатке находятся массив двух базальтовых стратовулканов (потухшего вулкана Острый Толбачик и действующего вулкана Плоский Толбачик) и Толбачинская региональная зона шлаковых конусов. Исторические извержения в этой зоне наблюдались в 1739, 1941, 1975–1976 гг. (Большое трещинное Толбачинское извержение 1975–1976 гг., БТТИ) [1].

В [1–3] отражены прогнозные представления о грядущих извержениях вулкана Плоский Толбачик и новых крупных трещинных извержениях Толбачинского Дола, сформировавшие после всестороннего исследования БТТИ 1975–1976 гг. Согласно этим представлениям, извержений, подобных БТТИ по масштабам, не ожидалось в ближайшие несколько сотен лет.

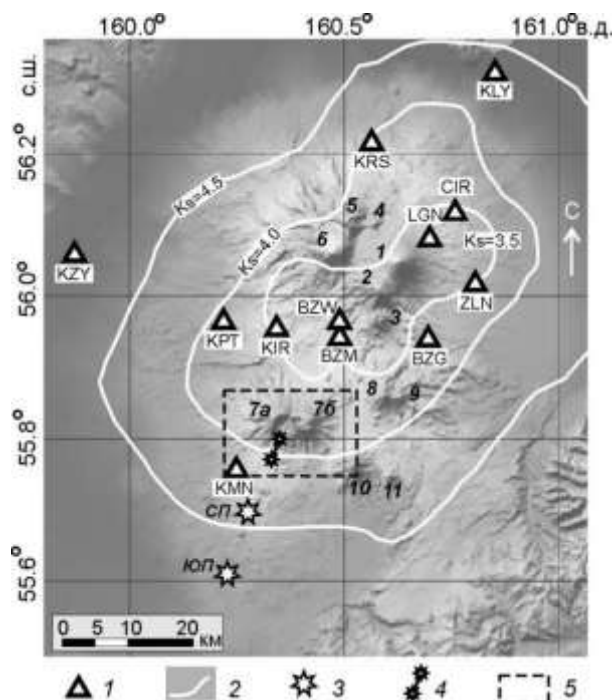
Новое трещинное Толбачинское извержение началось 27 ноября 2012 года. Оно является ярким примером извержения гавайского типа, сопровождающимся мощным фонтанированием лавы, интенсивным излиянием жидких лавовых потоков и умеренными пепловыми выбросами [4].

На южном склоне вулкана Плоский Толбачик образовалась радиальная трещина длиной около 5 км, ориентированная на юг-юго-запад от перевала между вулканами Острый и Плоский Толбачик. Она протянулась от высоты примерно 1500 м над уровнем моря (около конуса Красный) до высоты 2100 м (несколько выше конусов прорыва 1941 г.). Во многих местах вдоль трещины наблюдалось парение, но извержение (на начальной стадии) было сосредоточено в двух основных эруптивных центрах, расположенных на абсолютных высотах около 2000 м (Верхний центр) и 1500 м (Нижний центр), расположенных на расстоянии 3.5 км друг от друга. Деятельность Верхнего эруптивного центра прекратилась 1 декабря 2012 г., спустя четверо суток после начала извержения. Деятельность Нижнего эруптивного центра (излияние лавы, взрывы, рост шлаковых конусов) продолжается на момент написания статьи (май 2013 г.).

Проявления сейсмической подготовки перед извержениями вулканов Ключевской группы могут быть разнообразны: ярким примером являются сильнейшие извержения последних 40 лет в ее южном секторе – Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ) 1975–1976 гг. и новое трещинное Толбачинское извержение 2012–2013 гг.

Интенсивная сейсмическая подготовка, которая фиксировалась в течение девяти суток перед образованием Северного прорыва БТТИ, позволила сделать успешный прогноз этого извержения по сейсмическим данным [1, 5–8]. Перед извержением 2012 г. наблюдалась другая ситуация: очевидная сейсмическая активизация стала наблюдаться лишь в последние сутки перед прорывом, а относительно сильные землетрясения ( $K_S=10-11$ ,  $K_S$  – энергетический класс по классификации [9]) не наблюдались вообще. Однако технические характеристики современной системы мониторинга сейсмической активности Ключевской группы вулканов (рис. 1) позволяют исследовать процессы подготовки извержения на более низком, чем в 1975 г., энергетическом уровне и выявить скрытые особенности сейсмического процесса.

Для обнаружения возможных аномалий, предшествовавших этому грандиозному геологическому явлению, проведен ретроспективный анализ сейсмичности района извержения по каталогу Ключевской группы вулканов 1999–2012 гг. [10]. Уровень надежной регистрации землетрясений для района «вулкан Плоский Толбачик – Толбачинский Дол» для каталога 1999–2012 гг. составляет  $K_{min}=4.5$ .

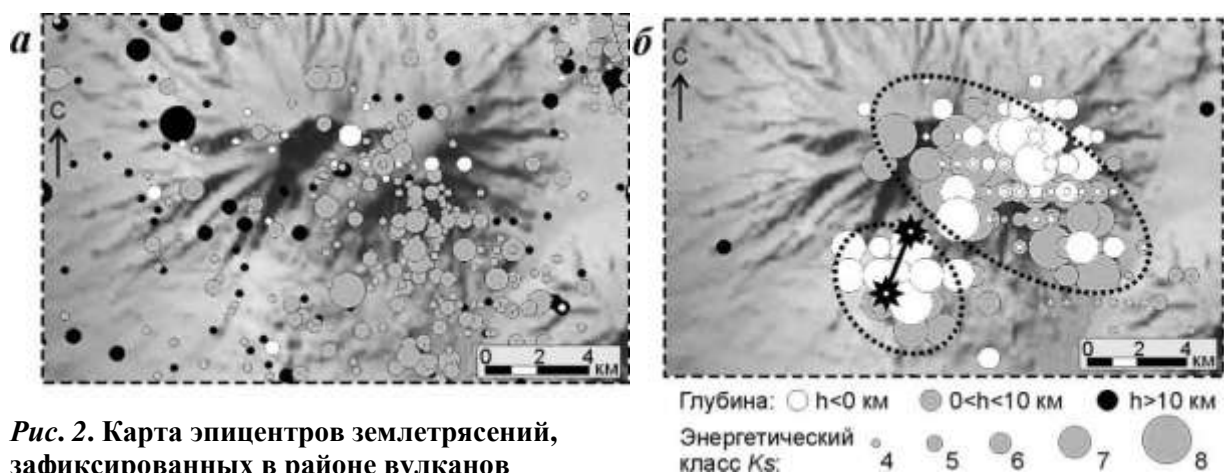


**Рис. 1.** Схема сети региональных сейсмических станций в районе Ключевской группы вулканов. Номерами обозначены вулканы Ключевской группы: 1 – Ключевской, 2 – Камень, 3 – Безымянный, 4 – Средний, 5 – Крестовский, 6 – Ушковский, 7а – Острый Толбачик, 7б – Плоский Толбачик, 8 – Большая Зиминая, 9 – Малая Зиминая, 10 – Большая Удина, 11 – Малая Удина.

Условные обозначения: 1 – сейсмические станции; 2 – контуры надежной регистрации Камчатской региональной сети для Ключевской группы вулканов; 3 – прорывы БТТИ 1975–1976 гг. (СП – Северный прорыв, ЮП – Южный прорыв); 4 – прорыв 27 ноября 2012 г. – трещина с двумя эруптивными центрами; 5 – район, сейсмичность которого представлена на рис. 2

Рассматривались сейсмические события, зарегистрированные в радиусе 10 км от вершины вулкана Плоский Толбачик в диапазоне глубин до 30 км. Подавляющее большинство этих землетрясений (более 80%) зафиксированы на глубине до 5 км; максимальные энергетические классы  $K_S=7-9$  отмечены для сейсмических событий 26–27.11.2012 г., которые произошли в течение последних суток перед извержением и связываются с его начальной фазой.

На рис. 2 приведены две карты эпицентров землетрясений в районе вулкана Плоский Толбачик: с начала 1999 г. по июнь 2012 г. и за последние месяцы перед извержением (июль–ноябрь 2012 г.). Характер пространственного распределения землетрясений заметно изменился. Выделяются два облака эпицентров, которые произошли в последние пять месяцев перед извержением: первое охватывает постройку вулкана Плоский Толбачик, второе тяготеет к области нового протяженного прорыва 2012 года.



**Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений, зафиксированных в районе вулканов Острый и Плоский Толбачик:**

**а** – январь 1999 г. – июнь 2012 г.; **б** – июль–ноябрь 2012 г. Рассматриваемый район выделен прямоугольником на рис. 1. Эллипсами околонуены два облака группирования сейсмических событий перед извержением 2012 г.

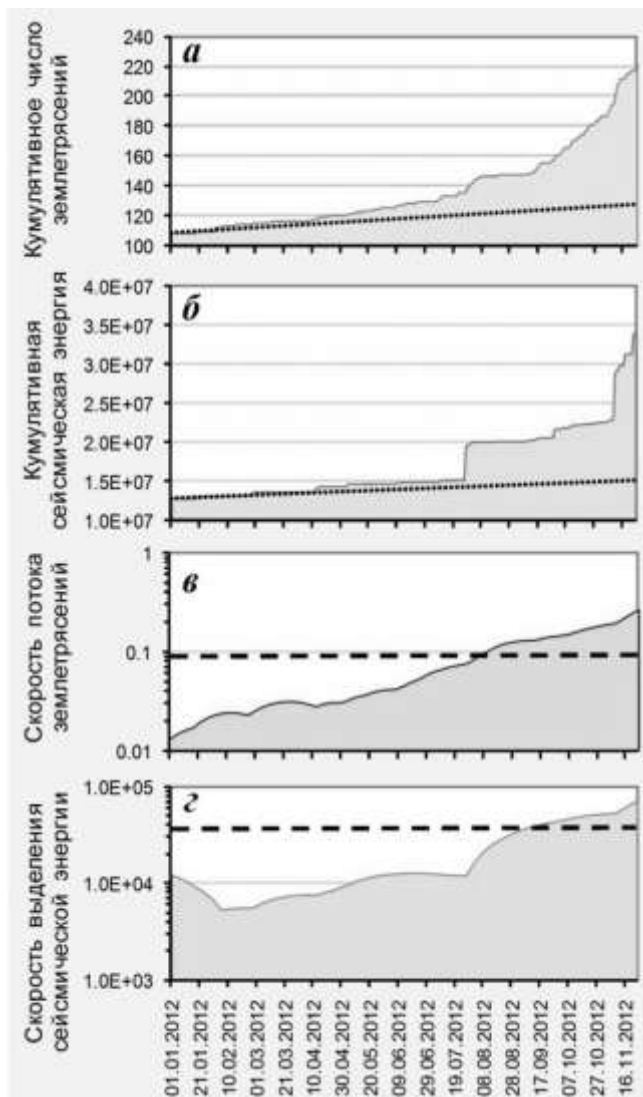
При анализе параметров сейсмического процесса учитывались только землетрясения, соответствующие уровню надежной регистрации  $K_{\min}=4.5$  и произошедшие до 26.11.2012 года.

С середины 2012 г. наблюдаются отклонения от средних за 1999–2011 гг. скорости сейсмического потока и скорости выделения сейсмической энергии в сторону увеличения (рис. 3 а, 3 б). В августе 2012 г. произошло превышение максимальной за 1999–2011 гг. величины скорости сейсмического потока и скорости выделения сейсмической энергии во временных окнах 1–6 месяцев (рис. 3 в, г). Это свидетельствует об активизации сейсмичности в исследуемом сейсмоактивном объеме.

Для того чтобы оценить и охарактеризовать выявленную сейсмическую активизацию, обратимся к шкале уровня сейсмичности СОУС'09, которая описана в работе [11]. Шкала СОУС'09 привязана к статистической функции распределения сейсмической энергии как к параметру, характеризующему уровень сейсмичности заданного пространственного объекта в определенный временной интервал. Этот подход вносит терминологическую определенность в описание состояния сейсмичности отдельных территорий и формализует понятие «сейсмический фон». Согласно шкале СОУС'09, 95% времени мониторинга сейсмичность находится на обычном, нормальном, фоновом уровне, 4% – на высоком либо низком уровне, и лишь 1% времени отводится на аномалию как отклонение от нормы (экстремально высокий или экстремально низкий уровень сейсмичности).

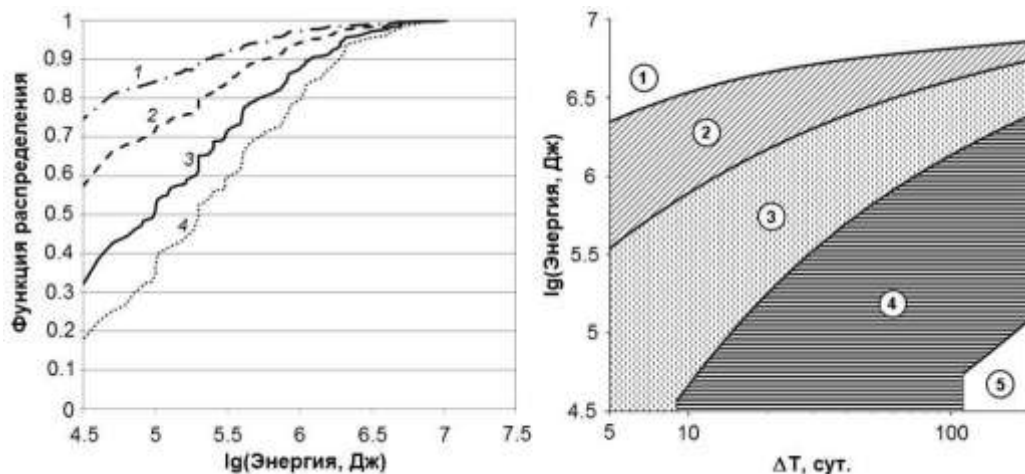
На рис. 4 представлены функции распределения выделившейся в исследуемом сейсмоактивном объеме сейсмической энергии для различных временных окон и номограмма, позволяющая на качественном уровне оценить сейсмическую активность района действующего вулкана Плоский Толбачик.

Низкий и экстремально низкий уровни сейсмичности для рассматриваемого массива данных статистически не определены. Фоновый пониженный уровень имеет смысл рассматривать во временных окнах более 100 суток, а фоновый средний – более 10 суток. Временные окна менее пяти суток для данного объекта по используемой методике не могут быть проанализированы. Эти ограничения статистических оценок связаны с тем, что имеются продолжительные временные интервалы, в которых не были зарегистрированы землетрясения представительного класса.



**Рис. 3.** Аномалия сейсмического режима перед началом трещинного извержения в параметрах сейсмичности:

а – кумулятивный график числа землетрясений; б – кумулятивный график выделившейся сейсмической энергии (точечные пунктиры на (а) и (б) моделируют накопление числа землетрясений и выделившейся энергии со средней скоростью, определенной за период 1999–2011 гг.); в – скорость сейсмического потока для временного окна 120 суток, штриховой пунктир – максимальная скорость сейсмического потока, наблюдавшаяся по данным 1999–2011 гг. во временном окне 120 суток; г – скорость выделения сейсмической энергии для временного окна 120 суток, штриховой пунктир – максимальная скорость выделения сейсмической энергии, наблюдавшаяся по данным 1999–2011 гг. во временном окне 120 суток

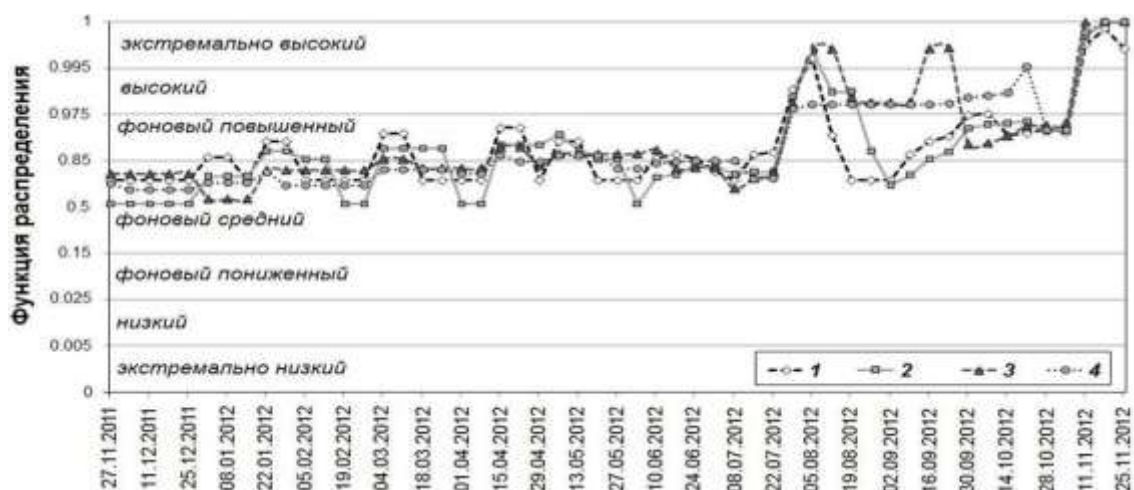


**Рис. 4.** Функция распределения выделившейся сейсмической энергии (а) для набора данных с 01.01.1999 г. по 25.11.2012 г. в области радиусом 10 км от вершины вулкана Плоский Толбачик в диапазоне глубин до 30 км в различных временных окнах (1 – 15 суток, 2 – 30 суток, 3 – 60 суток, 4 – 90 суток). Номограмма уровня сейсмической активности СОУС’09 для вулкана Плоский Толбачик (б).

Уровни сейсмической активности: 1 – экстремально высокий, 2 – высокий, 3 – фоновый повышенный, 4 – фоновый средний, 5 – фоновый пониженный

Временной ход уровня сейсмичности в 2012 г. представлен на рис. 5. Расчеты проводились с временным шагом семь суток, каждая точка на графике совпадает с окончанием соответствующего временного окна. Выявлен статистически значимый переход уровня сейсмичности с фонового на высокий, а затем на экстремально высокий уровень, что соответствует многократному увеличению числа землетрясений и выделившейся сейсмической энергии в июле–ноябре 2012 года. Уход с фонового уровня отмечается с августа 2012 года. Последние три недели перед трещинным прорывом 2012 г. сейсмичность анализируемого сейсмоактивного объема находилась на экстремально высоком уровне.

Таким образом, ретроспективный анализ сейсмических данных позволил выявить аномалию сейсмического режима перед началом трещинного Толбачинского извержения 2012 года. Аномалия проявляется в параметрах сейсмичности низкого энергетического уровня (преимущественно  $K_S=4-6$ ) и представляет собой статистически значимую сейсмическую активизацию. Длительность аномалии (с появления возможности ее идентификации в оперативном режиме) составляет не менее трех месяцев. Аномалия является уникальной для сейсмического процесса в районе вулкана Плоский Толбачик и не имеет аналогов по сейсмическим данным 1999–2012 гг. На карте эпицентров сейсмическая активизация проявляется в виде двух пространственно разнесенных групп землетрясений и охватывает обширную область: как зону нового извержения, так и всю постройку вулкана Плоский Толбачик.



**Рис. 5.** Временной ход уровня сейсмичности в различных временных окнах (1 – 15 суток, 2 – 30 суток, 3 – 60 суток, 4 – 90 суток) с 15.05.2011 г. по 25.11.2012 г.

Примененные методики (анализ потока землетрясений и выделившейся при этом энергии) демонстрируют возможности сейсмического метода по выявлению аномалий, сопровождающих вулканическую деятельность.

Методика СОУС'09 была впервые применена для вулканического объекта и наглядно показывает, как ведет себя оценка уровня сейсмичности перед началом извержения, что продемонстрировало перспективность ее использования для диагностики состояния вулкана.

### Заключение

Эффузивно-эксплозивное трещинное Толбачинское извержение 2012–2013 гг., начавшееся 27.11.2012 г., предварялось сейсмической активизацией низкого энергетического уровня (преимущественно  $K_S=4-6$ ). Длительность активизации составляет три-четыре месяца. Последние три недели перед трещинным прорывом сейсмичность анализируемого сейсмоактивного объема находилась на экстремально высоком уровне по шкале СОУС'09 [11], что соответствует многократному увеличению числа землетрясений и выделившейся сейсмической энергии. Сейсмической подготовкой была охвачена вся постройка вулкана Плоский Толбачик.



Анализ сейсмической ситуации проведен ретроспективно. Выявленная сейсмическая аномалия, проявившаяся в динамике параметров локальной мелкофокусной сейсмичности вулкана Плоский Толбачик, является предвестником Толбачинского извержения 2012–2013 гг.

Данные о предвестниковой сейсмической активизации и ее пространственном расположении необходимо учитывать при разработке феноменологических моделей рассматриваемого извержения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Большое трещинное Толбачинское извержение.* – М.: Наука, 1984. – 637 с.
2. *Двигало Н.В., Федотов С.А., Чирков А.М.* Вулкан Плоский Толбачик // Действующие вулканы Камчатки. – М.: Наука, 1991. – Т. 1. – С. 200–2013.
3. *Федотов С.А., Балеста С.Т., Двигало В.Н., Разина А.А., Флеров Г.В., Чирков А.М.* Новые Толбачинские вулканы // Действующие вулканы Камчатки. Т. 1. – М.: Наука, 1991. – С. 214–279.
4. *Самойленко С.В., Мельников Д.В., Дроздин В.А., Магуськин М.А., Овсянников А.А.* Начало нового трещинного Толбачинского извержения (2012 г.) // Вестник КРВУНЦ. – 2012. – № 2. – С. 20–22.
5. *Горельчик В.И., Чубарова О.С., Гарбузова В.Т.* Сейсмичность района Северной группы вулканов Камчатки, 1971–1983 гг. // Вулканология и сейсмология. – 1988. – № 1. – С. 90–100.
6. *Сенюков С.Л.* Мониторинг активности вулканов Камчатки дистанционными средствами наблюдений в 2000–2004 гг. // Вулканология и сейсмология. – 2006. – № 3. – С. 68–78.
7. *Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И.* Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об ее извержениях, землетрясениях, деформациях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. – 2010. – № 1. – С. 3–35.
8. *Федотов С.А., Уткин И.С., Уткина Л.И.* Периферический магматический очаг базальтового вулкана Плоский Толбачик, Камчатка: деятельность, положение и глубина, размеры и их изменения по данным о расходе магм // Вулканология и сейсмология. – 2011. – № 6. – С. 3–20.
9. *Федотов С.А.* Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. – М.: Наука, 1972. – 116 с.
10. *Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Воропаев П.В.* Об аномалии сейсмического режима, предварявшей новое (2012 г.) трещинное Толбачинское извержение на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. – 2012. – № 2, вып. 20. – С.16–19.
11. *Салтыков В.А.* Статистическая оценка уровня сейсмичности: методика и результаты применения на примере Камчатки // Вулканология и сейсмология. – 2011. – № 2. – С. 53–59.

# МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ОЦЕНКИ РЕГИСТРАЦИОННЫХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ЛОКАЛЬНОЙ СЕТИ СЕЙСМОСТАНЦИЙ ЮГА О. САХАЛИН

<sup>1,2</sup>Д.А. Сафонов

<sup>1</sup>Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

<sup>2</sup>Сахалинский филиал ГС РАН, г. Южно-Сахалинск

**Аннотация.** Представлен метод оценки регистрационных возможностей локальной сети и представительности получаемого каталога на примере локальной сети цифровых сейсмостанций юга о. Сахалин. В основе метода – изучение амплитудного распределения зарегистрированных отдельными станциями землетрясений.

**Abstract.** The author considers a method of estimation of registration possibilities of local network and representativeness of obtained catalogue on the local network of digital seismic stations of the south Sakhalin. The method based on a study of amplitude distribution of earthquakes recorded by individual stations.

С 1995 г. для регистрации фоновой сейсмичности на юге о. Сахалина применяются короткопериодные цифровые сейсмостанции Сахалинского филиала (СФ) ГС РАН. В настоящее время локальная сеть Южного Сахалина состоит из десяти постоянных пунктов наблюдения, оборудованных сейсмостанциями DAT с датчиками LE-3Dlite-1Hz. В результате обработки записей получается каталог слабой мелкофокусной сейсмичности юга о. Сахалин.

Для интерпретации данных каталога важным является оценить представительность материала. С учетом геометрии локальной сети представительность каталога по охватываемой территории довольно неоднородна. Так, внутри сети без пропусков возможно регистрировать землетрясения с магнитудой  $M=1.5$ , в то время как на периферии территории, для которой возможно составление независимого каталога землетрясений по данным локальной сети Южного Сахалина, представительная магнитуда  $M=3.0$ .

Для уверенной локализации землетрясения необходимо, чтобы его зарегистрировали как минимум три станции сети. Зарегистрированным будем считать землетрясение, если удалось определить время вступления фаз  $P$  и  $S$ , а также зафиксировать максимальную амплитуду записи для дальнейшего определения магнитуды события. В свою очередь землетрясение будет обработано, если его запись будет различима на уровне микросейсмического шума. Таким образом, с одной стороны, представительность каталога зависит от регистрационных возможностей отдельных пунктов наблюдения сети, которые можно оценить по среднему урону шума, с другой стороны, влияние на полноту каталога оказывает качество обработки записей. В результате первичной обработки записей сейсмостанций составляется бюллетень, содержащий данные о временах вступлений волновых фаз, распознанных обработчиками землетрясений. Этот бюллетень можно использовать для оценки регистрационных возможностей сейсмостанций с учетом качества обработки.

Распределение максимальных амплитуд слабых землетрясений, регистрируемых локальными сейсмостанциями, описывается соотношением Ишимото–Иида [1]:

$$N(a)da=ka^{-m}da, \quad (1)$$

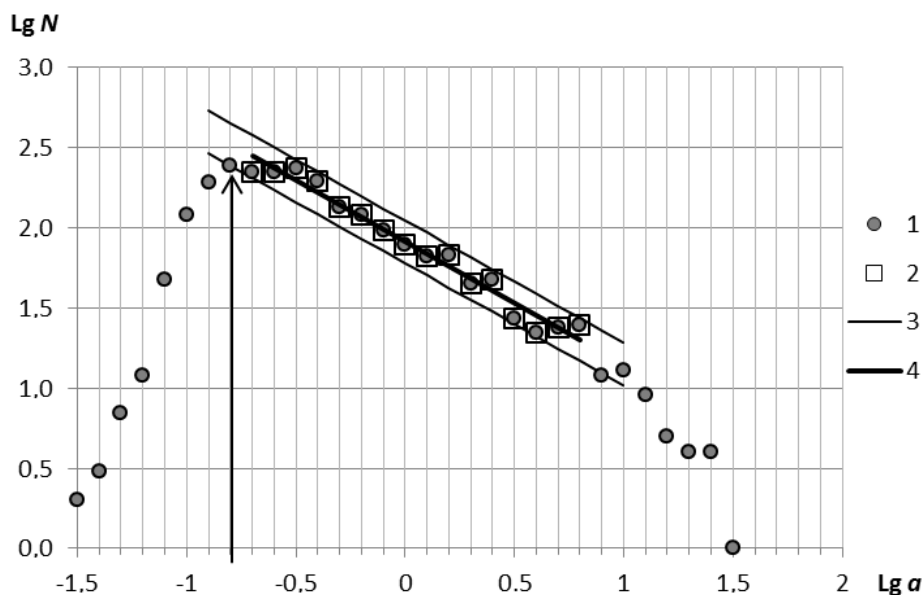
где  $a$  – амплитуда записи;  $N(a)$  – число землетрясений с амплитудой записи между величинами  $a$  и  $a+da$ ;  $m$  и  $k$  – постоянные величины. В логарифмических координатах это соотношение представляет собой прямую вида:

$$\lg N = \lg k - m \lg a, \quad (2)$$

аналогичную распределению Гутенберга–Рихтера для магнитуд землетрясений.

Исследования амплитудного распределения близких слабых землетрясений показали, что прямолинейность логарифмической зависимости ограничена в области малых и больших амплитуд только регистрационными возможностями датчика [2]. Таким образом, получив на основе бюллетеня амплитудное распределение для каждого пункта установки локальной сейсмостанции и определив представительную амплитуду  $a_r$ , можно оценить регистрационные возможности сейсмостанции. Такая работа была проделана для всех пунктов установки локальной сети Южного Сахалина по данным бюллетеня станционной обработки за 2008–2012 гг.

На рис. 1 показано амплитудное распределение зарегистрированных землетрясений в бюллетене для станции OJD локальной сети юга о. Сахалин. Значения посчитаны для величины  $\lg a$  ( $a$  выражено в  $mV$ ) по интервалам величиной  $0.1 \pm 0.05$ . Всего за период с 2008 г. по первую декаду 1012 г., согласно бюллетеню, станция OJD зарегистрировала 2318 землетрясений.



**Рис. 1.** Амплитудное распределения для станции OJD:

1 – значения амплитудных интервалов; 2 – значения, использованные для определения соотношения Ишимото–Иида; 3 – 95%-ный доверительный интервал; 4 – аппроксимирующая прямая. Стрелкой показано значение представительной амплитуды

Как видно из рис. 1, в средней части распределения его линейный характер не вызывает сомнений. Линейность нарушается в правой части в связи с дефицитом землетрясений максимальных амплитуд (случаи зашкаливания записи  $\lg a \approx 1.6$  не учитывались) и в левой части, где начинаются потери событий в связи с их малой амплитудой на уровне микросейсмического фона. На основе линейной части распределения методом наименьших квадратов была посчитана аппроксимирующая прямая и интервал 95%-ный доверительной вероятности. Условием отклонения значения от прямолинейного амплитудного распределения был выход за пределы этой области. При этом соблюдалось условие, что последнее значение, не выходящее за пределы в  $2\sigma$ , не должно приниматься во внимание при расчете этого интервала и аппроксимирующей прямой, это значение принималось за величину представительной амплитуды  $a_r$ .

Магнитуда землетрясений Южного Сахалина, зарегистрированных локальной сетью, оценивается по максимальной амплитуде смещения горизонтальной фазы  $S_m$  при помощи номограммы [3], которая может быть представлена в виде соотношения:

$$M = \lg a + 2.45 \cdot \lg R - 1.99, \quad (3)$$

при этом  $R$  для удобства измерения выражается в  $mV$ ,  $1 mV = 2.5 \cdot 10^{-6} m/c$ .

Соответственно, оценив представительную амплитуду  $a_r$ , можно по (3) найти расстояние, на котором землетрясения данной магнитуды будут уверенно обрабатываться.

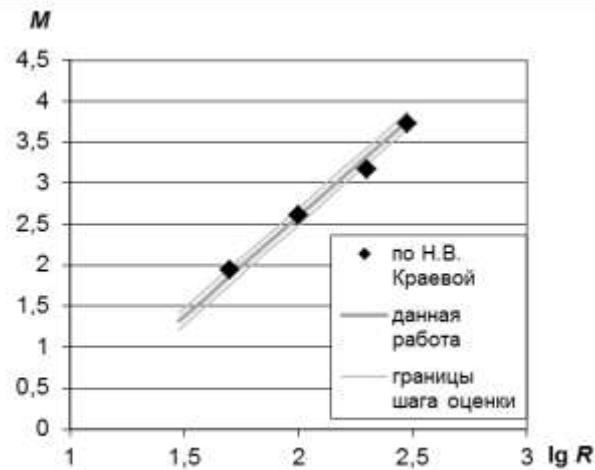
Подобные вычисления для большинства пунктов установки локальной сети юга о. Сахалин, для которых удалось собрать достаточное число данных (450 и более событий), представлены в таблице. Для сравнения в таблице приведены значения представительной амплитуды некоторых станций, полученные автором в 2007 г. по данным бюллетеня 2004–2006 гг. [4]. Как видно из сравнения, представительная амплитуда на всех станциях уменьшилась. Поскольку условия регистрации существенно не менялись, это можно объяснить возросшим качеством обработки, что заметно по возросшему количеству событий в каталоге землетрясений Южного Сахалина.

**Таблица. Оценка регистрационных возможностей сейсмостанций локальной сети юга о. Сахалин**

Станция	$\lg a_r$	$\lg a_r$ (2007)	Дальность регистрации землетрясений, км			
			$M=1.5$	$M=2.0$	$M=2.5$	$M=3.0$
FRSV	-0.6		47	75	121	193
KHLM	-0.5		43	69	110	176
KSKV	-0.7	-0.6	51	83	133	212
LSNR	-0.6	-0.4	47	75	121	193
MLKV	-0.3	-0.1	35	57	91	146
OJD	-0.8	-0.7	56	91	146	233
OSM	-0.8	-0.7	56	91	146	233
ZGR	-0.5	-0.2	43	69	110	176
YSS		-0.3	35	57	91	146

Для проверки методики в 2007 г. была оценена регистрационная возможность записи слабых близких землетрясений сейсмостанцией IRIS-YSS по данным бюллетеня, составляемого сотрудниками сейсмостанции «Южно-Сахалинск». При этом производился обратный пересчет указанных в бюллетене энергетических характеристик  $MLH$  и  $K_C$  в амплитуды по формуле (3) для соблюдения соответствия. Переход к магнитуде  $MLH$  из  $K_C$  осуществлялся по формуле из [5]. Предполагалось, что отличие локальной магнитуды  $ML$  от  $MLH$  достаточно незначительно для целей данной работы, т.к. номограмма для определения  $ML$  строилась из расчета ее приблизительного соответствия  $MLH$ .

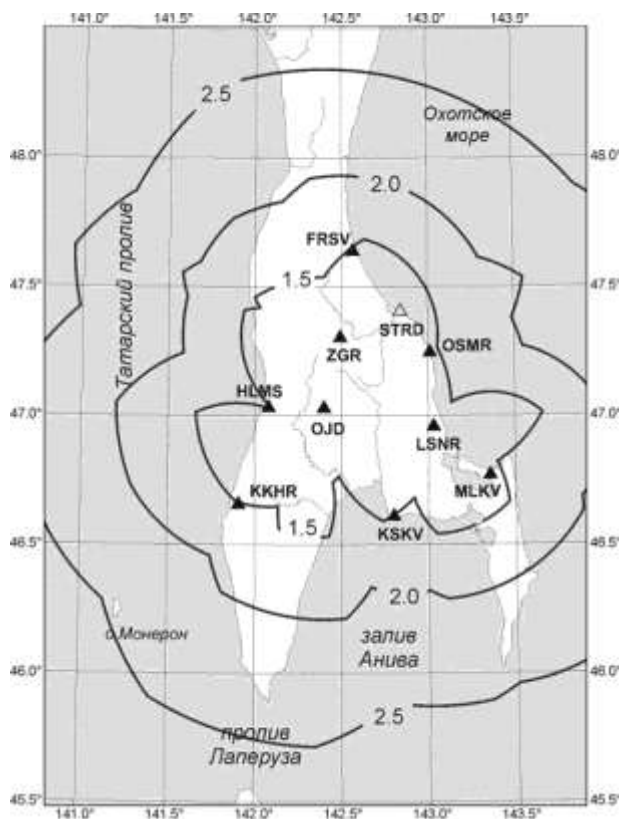
В работе Н.В. Краевой [6] оценивается регистрационная возможность сейсмостанции IRIS-YSS по уровню микросейсмического шума, а также по факту регистрации четких вступлений  $P$ - и  $S$ -волн. Согласно сделанному заключению: «при локализации местных событий с большой вероятностью можно гарантировать отсутствие грубых ошибок, связанных с влиянием микросейсмического шума, для землетрясений классом выше 5.8, произошедших на расстояниях до 50 км ( $S-P=6.4$  с) от станции «Южно-Сахалинск», с классом выше 7.0 – до 100 км ( $S-P=12.2$  с), с классом выше 8.0 – до 200 км ( $S-P=23$  с), с классом выше 9.0 – до 300 км ( $S-P=32.6$  с)» [6]. Таким образом, можно сравнить полученную оценку регистрационной возможности YSS с независимой оценкой Н.В. Краевой.



**Рис. 2. Оценка регистрационной возможности станции IRIS-YSS по различным данным**

Как видно из рис. 2, значения дальности уверенной регистрации, полученные Н.В. Краевой, хорошо согласуются с оценками, полученными в данной работе, почти не выходя за пределы минимального шага оценки логарифма представительной амплитуды в  $\lg a=0.1$ , тем самым подтверждая действенность оценки регистрационной возможности сейсмостанции использованным методом.

На основании приведенных в таблице оценок дальности регистрации были составлены карты регистрационной возможности сети цифровых сейсмостанций юга о. Сахалин для каждого года с 1995 по 2012 год. Пример подобной карты за 2012 г. показан на рис. 3. Изолинии на карте отражают области, где, согласно расчетам, возможно без пропусков регистрировать и в дальнейшем определять параметры очага землетрясений как минимум тремя сейсмостанциями локальной сети.



Для станций HLMS и KKHR оценка регистрационных возможностей не проводилась, т.к. пока не накоплено достаточного количества корректных данных, поэтому их дальность регистрации принималась как средняя, что примерно соответствует значениям для станции ZGR. Станция STRD установлена в конце 2012 г., потому влияния на полноту каталога за этот год оказать не могла и в расчет не принималась.

**Рис. 3. Карта регистрационных возможностей локальной сети цифровых сейсмических станций юга о. Сахалин в 2012 г.**

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ishimoto M., Iida K.* Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently // Bull. Earthq. Res. Inst. – 1939. – V. 17. – P. 443–478.
2. *Asada T., Suzuki Z.* On microearthquakes having accompanied aftershocks of the Hukui earthquake June 28, 1948 // Geophys. Notes, Geophys. Inst. Tokyo Univ. – 1949. – V. 2, N 16. – P. 1–14.
3. *Ким Ч.У., Сен Р.С.* Результаты сейсмических исследований в окрестности Южно-Сахалинска с использованием цифровой сейсмической станции DATAMARK // Очаги сильных землетрясений Дальнего Востока. – Южно-Сахалинск, 1997. – С. 163–175.
4. *Сафонов Д.А.* Методика и результаты оценки регистрационных возможностей локальной сети цифровых сейсмостанций Южного Сахалина // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз. Третья Сахалинская молодежная научная школа. Сборник материалов. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2009. – С. 123–129.
5. *Оскорбин Л.С., Волкова Л.Ф.* Параметры основного толчка и сейсмический режим афтершоков Монеронского землетрясений 5 (6) сентября 1971 года // Обработка сейсмологических наблюдений и поиск предвестников землетрясений на Дальнем Востоке. – Южно-Сахалинск, 1978. – С. 68–87.
6. *Краева Н.В.* Исследование сейсмичности на юге Сахалина в 1992–1996 гг. по данным IRIS-2 // Очаги сильных землетрясений Дальнего Востока. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – С. 149–162.

## УРУПСКАЯ СЕРИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 2012–2013 ГГ.

<sup>1,2</sup>Д.А. Сафонов, <sup>1</sup>Ж.В. Гладырь

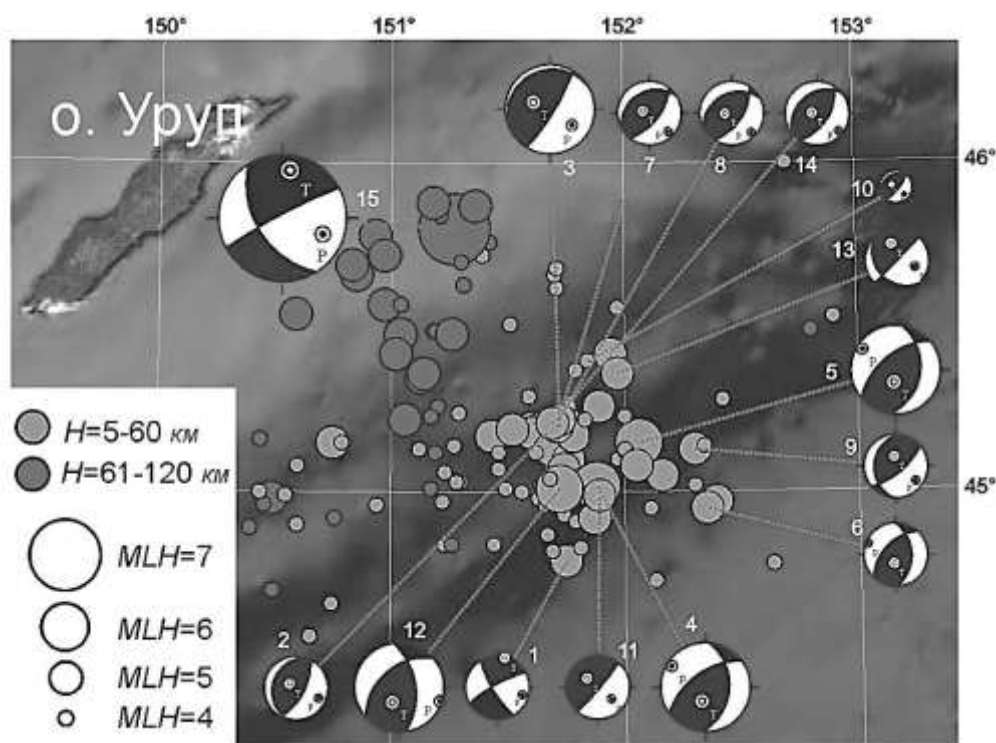
<sup>1</sup>Сахалинский филиал ГС РАН, г. Южно-Сахалинск

<sup>2</sup>Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

**Аннотация.** В июле 2012 г. – апреле 2013 г. в районе о. Уруп (Курильские острова, Россия) произошла серия сильных землетрясений. Сейсмический процесс носил сложный характер: после роя коровых землетрясений с магнитудой до  $M=6.1$  последовало более глубокое и сильное событие с магнитудой  $M=7.0$ . В работе определены и проанализированы параметры и механизмы очага крупнейших событий из этой серии.

**Abstract.** A series of large earthquakes occurred on July, 2012 – April, 2013, near Urup Isl. (Kuril Islands, Russia). The seismic process was complicated: after a swarm of shallow earthquakes with magnitude up to  $M=6.1$  there followed a large deep focused event with magnitude  $M=7.0$ . The source parameters and focal mechanism of the largest events in the series were calculated and analyzed.

В июле 2012 г. на внешнем тихоокеанском склоне Курильской островной дуги в районе глубоководного желоба примерно на широте о. Уруп началась серия землетрясений с магнитудой до  $MLH=6.1$  ( $M_w=6.0$ ), продолжавшаяся до конца года и в первой декаде апреля 2013 года. Вблизи очаговой зоны прежних событий, но значительно глубже и со смещением в сторону Курильской гряды, произошло еще одно землетрясение с  $MLH=6.9$  ( $M_w=7.0$ ).



**Рис. 1.** Серия землетрясений в районе о. Уруп Курильской островной дуги. Показаны эпицентры землетрясений с  $MLH \geq 4.0$  по данным оперативного каталога СФ ГС РАН и стереограммы механизмов очагов землетрясений по таблице

**Таблица. Землетрясения Урупского роя 2012–2013 гг. с известными механизмами  
(по данным оперативного каталога СФ ГС РАН)**

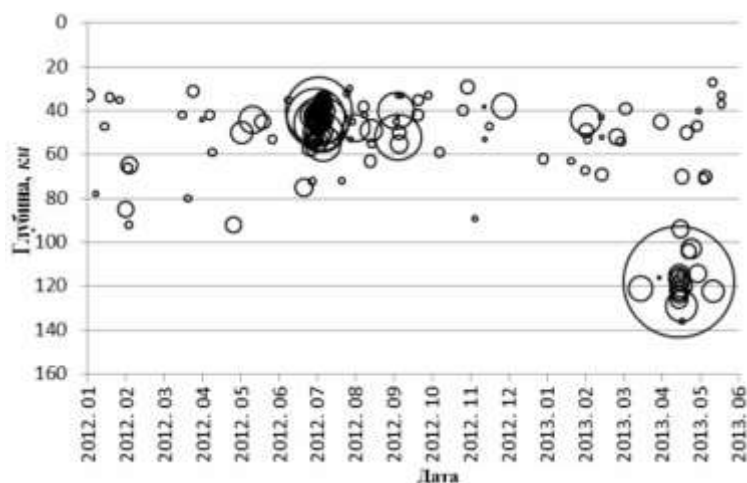
№	Дата	Время	$\varphi$ , °N	$\lambda$ , °E	$h$ , км	$MLH$	$M_w$	По первым вступлениям	Методом ИВФ	По GCMT [3]
1	20.05	06:54:45.6	44.79	151.75	44	5.0	5.1			
2	07.07	00:56:25.8	45.18	151.67	42	5.0	5.0			
3	08.07	11:33:02.5	45.2	151.72	43	5.9	6.0			
4	11.07	02:31:15.8	45.02	151.88	40	6.1	5.6			
5	12.07	12:51:59.1	45.15	152.06	46	5.8	5.6			
6	13.07	22:37:22.4	44.95	152.35	37	4.7	4.9			
7	14.07	03:44:00.6	45.2	151.71	55	5.3	5.3			
8	14.07	04:31:00.6	45.22	151.72	50	5.4	5.4			
9	14.07	17:36:22.6	45.13	152.3	40	4.8	4.8			
10	24.07	10:28:05.5	45.3	151.84	54	3.8	4.1			
11	09.09	09:36:35.0	44.99	151.89	40	5.3	5.5			
12	11.09	01:28:18.1	45.01	151.72	52	5.6	5.4			
13	02.12	23:45:09.7	45.36	151.97	38	4.9	5.1			
14	05.02.2013	03:24:48.3	45.21	151.69	44	5.1	5.1			
15	19.04.2013	03:05:50.2	45.8	151.27	118	6.9	7.0			



Сильные сейсмические события в районе Курильских островов происходят достаточно регулярно. Данный рой землетрясений интересен прежде всего своей плотностью и сложным характером сейсмического процесса. В течение года, по оперативным данным, в указанном районе (рис. 1) было зарегистрировано 134 землетрясения с магнитудой  $MLH \geq 4.0$  (по состоянию на конец мая 2013 г.), включая 15 событий с  $MLH \geq 5.0$ .

Непосредственно перед роем, вблизи его очаговой зоны 20 мая 2012 г. зарегистрировано землетрясение с  $MLH=5.0$ . То, что оно к последующим событиям напрямую не относится, можно предположить из его механизма (сдвигового типа), отличающегося от механизмов очагов последующих толчков.

Началом основной последовательности толчков можно считать событие 7 июля 2012 г. в 00:56 магнитудой  $MLH=5.0$ . После него последовало большое число землетрясений в период с 7 по 17 июля, включая три самых сильных толчка: 8 июля в 11:33 с  $MLH=5.9$ ; 11 июля в 02:31 с  $MLH=6.1$ ; 12 июля в 12:51 с  $MLH=5.8$ . В августе и сентябре в этом же районе зарегистрировано еще три землетрясения с  $MLH \geq 5.0$ , после чего активность пошла на убыль. Небольшая активизация произошла в феврале 2013 г. – землетрясение с  $MLH=5.1$  и несколько толчков поменьше (рис. 2). Глубина гипоцентров землетрясений роя находилась в пределах 20–60 км (глубина, пересчитанная при определении тензора сейсмического момента для наиболее сильных толчков, оказалась в диапазоне 5–27 км). Механизмы наиболее сильных землетрясений (рис. 1) оказались в основном взбросового типа, т.е. землетрясения реализовались в условиях сжатия, перпендикулярных простиранию островной дуги.



**Рис. 2. Диаграмма сейсмического процесса Урупского роя землетрясений 2012–2013 гг. Размер окружностей примерно пропорционален магнитуде**

19 апреля 2013 г. в 03:05 север-северо-западнее очаговой зоны роя произошло землетрясение с  $MLH=6.9$ ,  $M_w=7.0$  ( $M_{wGCM7}=7.3$ ), сопровождавшееся большим количеством афтершоков, среди которых только один – 21 апреля в 06:43 с  $MLH=5.2$  – превысил магнитуду  $MLH=5.0$ . Глубина апрельского землетрясения и его афтершоков значительно возросла, по сравнению с роем 2012 г., и составила 95–135 км, эпицентры сместились на север-северо-запад, в сторону островной дуги. Механизм очага главного толчка оказался отличным от механизмов землетрясений роя июля 2012 г. – февраля 2013 г., его можно отнести как к сдвиговому типу, так и к пологим сбросам. Одна из нодальных плоскостей субвертикальна и параллельна простиранию островной дуги, вторая под углом, близким  $45^\circ$ , падает на юго-запад. При этом ось растяжения  $T$  находится несколько ближе к горизонту, чем ось сжатия  $P$ , что позволяет формально отнести Урупское землетрясение апреля 2013 г. к произошедшим в условиях растяжения. Хотя наиболее вероятная подвижка – сброс вдоль субвертикальной плоскости с одновременным правосторонним сдвигом.

Механизмы очагов землетрясений урупской серии определялись двумя независимыми методами. Наиболее сильные события обрабатывались методом полярности первых вступлений с использованием программы FOCMEC [1]. Параллельно проводилось определение тензора сейсмического момента наиболее существенных толчков и серии методом инверсии волновых форм с использованием программы ISOLA [2]. В таблице представлены землетрясения урупской серии, для которых удалось определить механизмы очага, приводятся стереограммы механизмов, определенных методом полярности первых вступлений, двухдипольные приближения тензора сейсмического момента, определенного методом инверсии волновых форм, для сравнения приведены решения агентства GCMT [3]. Результаты определения двумя методами несколько разнятся, вероятная причина – глубина событий, взятая фиксированно для первой методики и определяемая независимо во второй, при этом результаты определения глубины, как правило, давали значение на 15–20 км меньше полученного при поиске гипоцентра. Для дальнейшего анализа приняты результаты, полученные методом ИВФ, за исключением события № 11, определенного методом полярности первых вступлений.

Если считать рой землетрясений июля 2012 г. – февраля 2013 г. за одно сейсмическое событие, а землетрясение 2013 г. – за второе относительно независимое событие (удаленность гипоцентра, в том числе по глубине, иной тип механизма очага, значительная магнитуда), то можно отнести урупскую серию землетрясений к парным событиям.

К парным (дуплетам) принято относить крупные сейсмические события, чьи очаговые зоны пересекаются, а промежуток времени между событиями значительно меньше времени, необходимого для нового накопления упругой деформации [4]. Наиболее близкий и известный случай парного землетрясения, к тому же произошедшего лишь несколько севернее – Симуширские землетрясения 2006–2007 гг. [5].

Используя соотношение Уэлса–Коппершмидта [6], размер очага апрельского землетрясения можно оценить в 100 км, – примерно тот же размер имеет область его афтершоков. Июльский рой, согласно рис. 1, имеет примерно те же размеры. Таким образом, очаговые зоны этих событий примыкают друг к другу.

Необходимым условием парного землетрясения является приблизительно одинаковая магнитуда событий. В данном случае, имея в качестве первого события рой, можно оценить относительную величину события по размеру очаговой области или через выделившуюся сейсмическую энергию. Пересчитав магнитуду в энергию по формуле Гутенберга–Рихтера [7] и суммируя корень энергии событий, находим (рис. 3), что величина деформации по Беньоффу [8] в обоих событиях сопоставима.

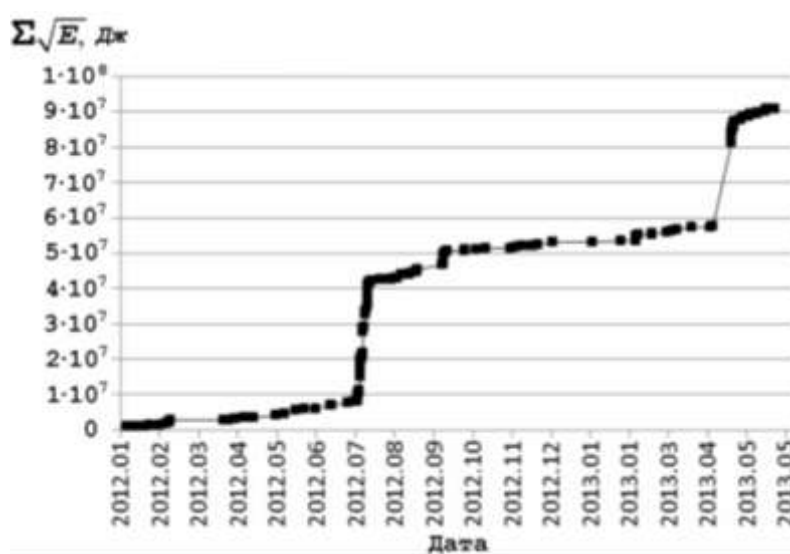


Рис. 3. График Беньоффа для урупской серии землетрясений 2012–2013 гг.

Сходство парного Урупского события с Симуширскими землетрясениями 2006–2007 гг. проявляется и в том, что второе Симуширское событие имело механизм очага, обратный первому, т.е. после взброса в районе внутреннего склона Курильского глубоководного желоба последовал сброс на его внешнем склоне [5].

В случае Урупских событий 2012–2013 гг. сейсмическая активность переместилась не во внешнюю, а во внутреннюю часть дуги. Вероятное объяснение двойного характера этих событий может быть следующим. После серии относительно небольших вбросовых подвижек вдоль наклонной плоскости, вероятно, совпадающей с направлением зоны Бенъоффа, произошло перераспределение напряжений в надвинутом блоке Охотской плиты, вызвавшее встречный сброс вдоль крутой плоскости, наклоненной в направлении Тихого океана.

Само по себе Урупское землетрясение 19 апреля 2013 г. является рядовым событием для Курильской островной дуги. В [9], основанной на данных каталога механизмов землетрясений Курило-Охотского региона с 1964 по 2009 г. [10], автором было показано, что вдоль Курильской дуги на основании типа напряженного состояния среды можно выделить три параллельные зоны. Основная из них расположена между дугой и глубоководным желобом, здесь происходит подавляющее число землетрясений, большая часть из которых является взбросами и надвигами. Две другие зоны расположены на небольшой глубине под глубоководным желобом и непосредственно под Курильскими островами на глубине 80–150 км. В них обеих преимущественным типом сейсмодислокации является сброс. К внешней зоне относится второй толчок Симуширского дуплета 2006–2007 гг. [5], механизм этого события достаточно подробно изучен. Второй толчок Урупского двойного события относится к внутренней зоне растяжения и представляет интерес для изучения с точки зрения геодинамики.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Snoke J.A., Munsey J.W., Teague A.C., Bollinger G.A.* A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and *SV-P* amplitude ratio data // *Earthq. Not.* – 1984. – V. 55, N 3. – P. 15.
2. *Sokos E.N., Zahradnik J.* ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data // *Computers & Geosciences.* – 2008. – V. 34, I. 8. – P. 967–977.
3. *GCMT.* The Global Centroid-Moment-Tensor Project. – URL: <http://www.globalcmt.org>.
4. *Ammon C. J., Kanamori H., Lay T.* A great earthquake doublet and seismic stress transfer cycle in the central Kuril Islands // *Nature.* – 2008. – 451. – P. 561–565.
5. *Lay T., Astiz L., Kanamori H., Christensen D.H.* Temporal variation of large interpolate earthquakes in coupled subduction zones // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 1989. – V. 54. – P. 258–312.
6. *Wells D., Coppersmith K.* New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement // *Bull. Seis. Soc. Amer.* – 1994. – V. 84, N 4. – P. 974–1002.
7. *Gutenberg B., Richter C.F.* Magnitude and energy of earthquakes // *Annals of Geophys.* – 1956. – V. 9, N 1. – P. 1–15.
8. *Benioff H.* Seismic Evidence for the Fault Origin of Oceanic Deeps // *Bull. Geol. Soc. Amer.* – 1949. – V. 60. – P. 1837–1856.
9. *Злобин Т.К., Сафонов Д.А., Полец А.Ю.* Распределение землетрясений по типам очаговых подвижек в Курило-Охотском регионе // *ДАН.* – 2011. – Т. 440, № 4. – С. 527–529.
10. *Поплавская Л.Н., Рудик М.И., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А.* Каталог механизмов очагов сильных ( $M > 6.0$ ) землетрясений Курило-Охотского региона 1964–2009 гг. – Владивосток: Дальнаука, 2011. – 131 с.

## ГЛУБОКОФОКУСНОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 14 АВГУСТА 2012 Г. В ОХОТСКОМ МОРЕ С $M_w=7.7$

<sup>1,2</sup>Е.П. Семёнова, <sup>1,2</sup>Д.А. Сафонов

<sup>1</sup>Сахалинский филиал ГС РАН, г. Южно-Сахалинск

<sup>2</sup>Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

**Аннотация.** 14 августа 2012 г. в 02:59 в Охотском море произошло землетрясение с магнитудой  $M_w=7.7$ . Землетрясение 14 августа 2012 г. является чрезвычайно редким событием: глубина его 620 км, а макросейсмические проявления охватили обширную территорию Дальнего Востока России. Землетрясение было уверенно зарегистрировано сейсмическими станциями международных агентств и региональных центров. Представлены результаты анализа инструментальных и макросейсмических наблюдений для построения геодинамической модели очага землетрясения 14 августа 2012 года.

**Abstract.** On August 14, 2012 in 02:59 in the Okhotsk Sea, there was an earthquake to magnitude  $M_w=7.7$ . The earthquake is on August 14, 2012 extremely rare event: depth of its 620 km, and macroseismic manifestations captured the extensive territory of the Far East of Russia. The seismic event was surely registered by seismic stations of the international agencies and the regional seismological centers. In work results of the analysis of tool and macroseismic supervision for creation of geodynamic model of a seismic center are presented on August 14, 2012.

### Основные параметры

Землетрясение 14 августа 2012 г. было зарегистрировано всеми мировыми сейсмологическими системами наблюдений. В табл. 1 собраны результаты определения параметров очага землетрясения.

**Таблица 1. Параметры очага Охотоморского землетрясения 14 августа 2012 г. по данным международных агентств и региональных сейсмологических центров**

№	Источник	Время в очаге $t_0$ , ч:мин:с	Эпицентр		Глубина $h$ , км	Магнитуда		
			$\varphi$ , °N	$\lambda$ , °E		$M_S/MLH$	$m_b/MPV(A)$	$M_w$
1	СФ ГС РАН (оперативный каталог)	02:59:36.8	49.63	145.49	587	(6.1)	-/7.2	
2	РИОЦ ст. «Южно-Сахалинск»	02:59:37.3	49.68	145.33	600	6.4	-/7.3	
3	ССД ГС РАН	02:59:37.0	49.82	145.26	580	–	7.4/–	
4	NEIC	02:59:42.03	49.784	145.126	626	–	-/-	7.7
5	EMSC	02:59:40.06	49.84	145.06	611	–	-/-	7.7
6	GEOFON	02:59:38.0	49.76	145.16	577	–	-/-	7.7

Примечание.  $MLH$  – магнитуда по поверхностной волне Релея;  $m_b$  – магнитуда по объемной волне  $P$ ;  $MPV(A)$  – магнитуда по объемной волне  $P$  (тип аппаратуры  $A$ );  $M_w$  – моментная магнитуда; ИОЦ ГС РАН – Информационно-обрабатывающий центр ГС РАН, г. Обнинск, Россия; NEIC – Национальный информационный центр о землетрясениях Геологической службы США; EMSC – Европейско-средиземноморский сейсмологический центр; GEOFON – Helmholtz Centre Potsdam – Информационный центр Потсдама, Германия.

В Сахалинском филиале (СФ) ГС РАН определение основных параметров очага землетрясения выполнено по данным региональной сети сейсмических станций Дальнего Востока с привлечением данных мировой сети. С использованием различных программных средств обработки и интерпретации сейсмологических данных результаты определения координат гипоцентра совпали между собой в пределах точности локализации (табл. 1).

Схожие результаты в оценке глубины гипоцентра были получены международными и региональными сейсмологическими агентствами. В случае глубокофокусного землетрясения глубину очага часто можно определить по сильной фазе *ScS*, записанной на горизонтальных компонентах сейсмограмм через несколько минут после *S* и по внешнему виду похожей на волну *S* афтершока [1]. Использование в оценке параметров гипоцентра фазы *ScS* позволило уточнить, что очаг Охотоморского землетрясения 14 августа 2012 г. залегает на глубине  $620 \pm 11$  км.

### Макросейсмические проявления

По результатам макросейсмического обследования составлена общая картина макросейсмических проявлений землетрясения на территории Дальнего Востока (рис. 1).



Рис. 1. Карта интенсивности проявлений землетрясения 14 августа 2012 г.

Землетрясение не вызвало паники, не повлекло материальных потерь. Наибольшие проявления от землетрясения испытало на себе население Сахалинской области в пос. Тымовское и г. Углегорск. Ощутили землетрясение жители, которые находились внутри помещений; те, кто находился на улице, в движении или занимался какой-либо деятельностью, подземный толчок не ощущали.

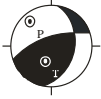
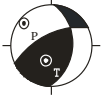
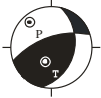
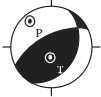
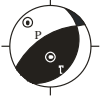
### Механизм очага

Механизм очага землетрясения 14 августа 2012 г. был определен методом полярности первых вступлений с использованием вычислительной программы FOCMEC [2], интегрированной в комплекс сейсмологических программ SEISAN. В счете был задействован 81 знак полярности первых вступлений *P*-волн, было получено четкое однозначное решение, разброс координат положения основных осей механизма очага землетрясения составил примерно  $6^\circ$ , знаков полярностей, не вяжущихся с решением, – 4.

Независимо получено решение тензора момента центроида данного землетрясения. Расчет производился с использованием программного комплекса ISOLA [3]. В расчете использованы широкополосные трехканальные записи шести сейсмостанций, расположенных на острова Сахалин и Хоккайдо.

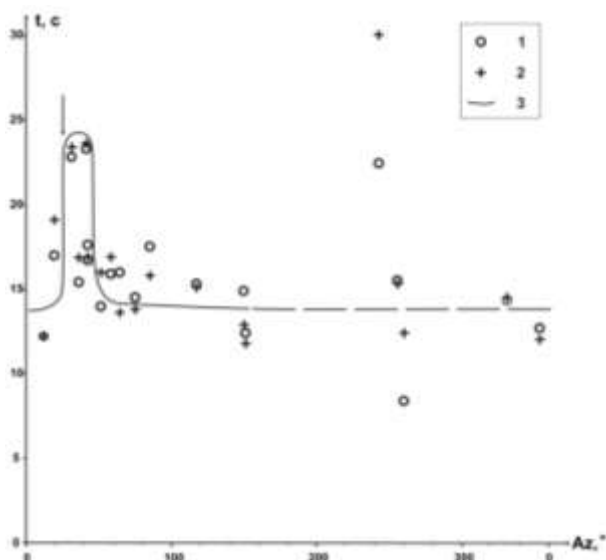
Эти решения, а также данные международных агентств представлены в табл. 2. Полученные решения согласуются между собой с хорошей точностью.

**Таблица 2. Механизм очага по данным различных агентств**

№	Источник	$M_w$	$h$ , км	Стереодиаграмма механизма	NP1			NP2		
					STK	DIP	RAKE	STK	DIP	RAKE
1	ИМГиГ (метод полярности)				252	69	122	11	38	35
2	ИМГиГ (по волновым формам)	7.4	630		244	65	126	4	43	39
3	NIED [4]	7.7	660		252	67	122	14	39	39
4	GCMT [5]	7.7	598		243	63	108	27	33	59
5	GEOFON [6]	7.7	577		239	65	107	23	30	58

Тип сейсмодислокации в очаге – взброс с небольшой сдвиговой компонентой, землетрясение реализовалось в условиях субгоризонтального сжатия север-северо-западного направления, при этом более крутая нодальная плоскость имеет приблизительно западное простирание, другая – более пологая – примерно северное.

Для установления направления разрыва была применена методика И.В. Горбуновой, основанная на построении и анализе азимутального годографа [7]. Годограф построен по материалам сети дальневосточных сейсмических станций (рис. 2).



**Рис. 2. Годограф (азимутальный) фиктивной волны  $\tau=(P_{\max}-P)$  землетрясения 14 августа 2012 г.:**  
 1–2 – экспериментальные данные:  
 1 – аппаратура типа А,  
 2 – аппаратура типа С;  
 3 – кривая годографа

Из рис. 2 видно, что годограф имеет один максимум, что характерно для однонаправленного разрыва. Поскольку значение пика азимутального годографа  $A_{Z_{\text{разр}}}=38^\circ$  ближе к азимуту простирания второй нодальной плоскости  $STK=11^\circ$ , можно предполо-

жить, что рабочей плоскостью механизма очага является плоскость  $NP_2$ , вдоль которой произошел взброс с левосторонним сдвигом.

### **Геологическая интерпретация**

Из океанических эпицентров глубокофокусные землетрясения больше всего отмечены в окраинной части Тихого океана. Расположение очагов глубокофокусных землетрясений соответствует линиям глубинных разломов, простирающимся до глубины в несколько сотен километров.

Очаги глубокофокусных землетрясений в Охотском море располагаются вдоль полосы глубинного разлома на стыке материковой и океанической структур, наклоненной в сторону материка под углом от 30 до 60° [8]. По данным Г.Б. Удинцева [9], здесь зона глубокофокусных землетрясений находится у границы платформенной структуры, а простираение полосы глубокофокусных землетрясений отвечает общему направлению Курило-Камчатского желоба.

### **Результаты**

Очаговые параметры землетрясения 14 августа 2012 г. с магнитудой  $M_w=7.7$ , по данным региональных и зарубежных сейсмологических агентств, показали незначительные расхождения в результатах обработки.

Исследуемое землетрясение является глубокофокусным, его очаг залегает на глубине  $620\pm 11$  км.

Тип сейсмодислокации в очаге – взброс с небольшой сдвиговой компонентой, землетрясение реализовалось в условиях субгоризонтального сжатия север-северо-западного направления.

Землетрясение ощущалось на значительной территории Дальнего Востока. Наиболее сильные проявления землетрясения испытали жители центральной части острова Сахалин. Землетрясение также ощущали жители Южных Курильских островов, Хабаровского края и Амурской области.

Эпицентр землетрясения 14 августа 2012 г. приурочен к полосе глубинного разлома в Охотском море на стыке материковой и океанической структур, наклоненной в сторону материка под углом от 30 до 60°.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. **Рухтер Ч.Ф.** Элементарная сейсмология. – М.: Изд-во иностр. лит., 1963. – 670 с.
2. **Snook J.A., Munsey J.W., Teague A.C., Bollinger G.A.** A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and *SV-P* amplitude ratio data // *Earthquake Notes*. – 1984. – V. 55, N 3. – P. 15.
3. **Sokos E.N., Zahradnik J.** ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data // *Computers & Geosciences*. – August 2008. – V. 34, I. 8. – P. 967–977.
4. **National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.fnet.bosai.go.jp>.
5. **The Global Centroid-Moment-Tensor Project** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.globalcmt.org>.
6. **Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://geofon.gfz-potsdam.de>.
7. **Горбунова И.В., Бойчук А.Н., Доцев Н.Т. и др.** Интерпретация очаговых волн на записях землетрясений. – М.–Бишкек: Наука, 1992. – 132 с.
8. **Панов Д.Г.** Морфология дна Мирового океана. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. – 227 с.
9. **Удинцев Г.Б.** Рельеф и строение дна океанов. – М.: Недра, 1987. – 240 с.

# РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ СРЕДНЕСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

А.А. Скоркина  
Горный институт УрО РАН, г. Пермь

**Аннотация.** Территория Северного Кавказа характеризуется наиболее высоким уровнем сейсмичности в европейской части Российской Федерации, поэтому среднесрочный прогноз сильных землетрясений является важным направлением. В данной статье приведены результаты исследования параметра плотности сейсмогенных разрывов по данным каталогов Северного Кавказа за 2007–2012 гг. из ежегодников «Землетрясения России».

**Abstract.** The North Caucasus region can be distinguished as the most seismic active zone in the European part of Russian Federation and middle-term predictions should be performed. In this paper, the fracture density was determined based on catalogues data of the North Caucasus from 2007 to 2012.

Северный Кавказ является наиболее сейсмоактивным в европейской части Российской Федерации [1] и, являясь частью протяженной Крым–Кавказ–Копетдагской зоны Иран–Кавказ–Анатолийского сейсмоактивного региона, он характеризуется высокой сейсмической опасностью. Здесь известны землетрясения с магнитудой около  $M=7.0$  и сейсмическим эффектом в эпицентральной области с интенсивностью  $I_0=9$  баллов и выше. Наиболее активна восточная часть Северного Кавказа – территории Дагестана, Чечни, Ингушетии и Северной Осетии. Многочисленные сильные и ощутимые землетрясения отмечены в районе Анапы, Новороссийска, Сочи и на других участках Черноморского побережья, а также в акватории Черного и Каспийского морей. Наиболее опасной на юге России является территория в полосе шириной от 200 до 300 км вдоль всей государственной границы, где с различной степенью вероятности возможны сейсмические сотрясения интенсивностью 8–10 баллов. Чрезвычайно высокую сейсмическую угрозу местной инфраструктуре и экологии представляет собой зона вдоль Черноморского побережья, где также возможны 8–9-балльные и более сильные землетрясения [2].

Тема долгосрочных и среднесрочных прогнозов для территории Северного Кавказа рассматривалась рядом авторов [2–4]. Так, за период 1962–1990 гг. (62 одиночных землетрясения с  $K>12.5$  и их групп) для Кавказа были рассчитаны [3] прогнозы по безразмерному параметру  $\xi_y$ , зависящему от графика повторяемости (определенная эффективность прогностических признаков по времени  $J_T=2.03$  и по площади  $J_S=1.96$  со средним временем ожидания  $T_{ож}=37.0\pm 36.8$  мес). Безусловная вероятность возникновения землетрясений с  $K>12.5$ , возникающих на площади ожидания в  $12145\pm 4225$  км<sup>2</sup> за время ожидания  $3.9\pm 1.0$  лет составила 0.1649, таким образом, вероятность ложной тревоги – 0.8351. Стационарная условная вероятность возникновения аналогичных землетрясений по признаку «число пересечений разломов в ячейке больше или равно 2» – 0.2982 (с вероятностью появления ложной тревоги – 0.1063), по признаку «градиент скорости современных вертикальных движений  $\Delta V>0.04$  мм/год» – 0.6000 (с вероятностью ложной тревоги – 0.6369) [5]. Таким образом, ни один из уже рассчитывавшихся прогностических параметров из сейсмологической группы не показал высокой эффективности.



Параметр концентрации трещин (или плотности сейсмогенных разрывов)  $K_{cp}$  имеет ясный физический смысл и представляет собой отношение среднего расстояния между сейсмогенными разрывами, произошедшими в некотором сейсмоактивном объеме  $V_0$  за время  $\Delta T$ , к их средней длине:

$$K_{cp} = \frac{\mu^{-1/3}}{l_{cp}},$$

где  $\mu$  – объемная плотность (концентрация) разрывов, идентифицируемая по произошедшим землетрясениям, а  $l_{cp}$  – средняя длина разрыва по ансамблю трещин.

По физической природе параметр концентрации сейсмогенных разрывов носит кумулятивный характер и является величиной пороговой. При изучении поведения параметра концентрации трещин в лабораторных условиях в качестве времени начала отсчета  $T_0$  естественно принимают время начала нагружения испытываемого образца. В реальных условиях сейсмоактивного региона при выборе  $T_0$  исходят из представлений о сейсмическом цикле. В соответствии с ними каждый сейсмоактивный объем  $V_i$  (или группа объемов) проходит свой сейсмический цикл, начиная от стадии накопления тектонических деформаций до стадии сбрасывания напряжений в результате произошедшего землетрясения, сопровождающегося афтершоками или без них. На последнем этапе среда возвращается в свое начальное состояние, при котором сейсмичность отсутствует или незначительна. Известно, что за некоторое время до момента будущего землетрясения в области его гипоцентра формируются зоны пониженных значений  $K_{cp}$  [5].

Для расчета плотности сейсмогенных разрывов использовались данные ежегодных каталогов ГС РАН по региону Северный Кавказ за 2007–2012 гг. [6–11] для района, ограниченного широтой  $\varphi=40-46^\circ N$  и долготой  $\lambda=36-50^\circ E$ . Предварительно из анализируемого объема данных были исключены афтершоки. Общее число землетрясений составило 818 событий в диапазоне энергетических классов 8.5–14.5, где нижний порог отвечает регистрационным возможностям сети наблюдений на большей части территории региона на начало 2007 г. [1]. Сильнейшими событиями за данный период стали четыре землетрясения: Курчалойское (Чеченская Республика) 11.10.2008 г. (№ 1 в таблице), Онийское (Грузия) 07.09.2009 г. (№ 2), а также два землетрясения в 2012 г. (№ 3, 4).

**Таблица. Параметры сильных землетрясений Северного Кавказа за 2007–2012 гг.**

№	Дата, время в очаге	$\varphi$ , °N	$\lambda$ , °E	$h$ , км	$K_p$
1	11.10.2008 09:06:10	43.29	46.25	19	14.5
2	07.09.2009 22:41:36	42.56	43.38	6	14.2
3	07.05.2012 04:40:26	41.46	46.81	9	13.8
4	23.12.2012 13:31:39	42.47	41.03	16	14.1

Данные анализировались с шагом в один месяц по ячейкам  $100 \times 100$  км, с порогом сильных событий  $K_p=13.0$ . Шаг наблюдений в один месяц позволяет проследить динамику изменения параметра и основное направление развивающегося процесса для данной территории (рис. 1). Прогнозируемые эпицентры практически всегда попадают в зону минимальных значений параметра плотности сейсмогенных разрывов ( $K_{cp}<3-5$ ) (рис. 2). Исключение составляет событие № 4, эпицентр которого приходится на область, только приближенную к зоне минимальных значений.

Автор выражает благодарность научному руководителю, к.ф.-м.н. Р.А. Дягилеву за ценные комментарии, которые помогли значительно улучшить качество статьи.

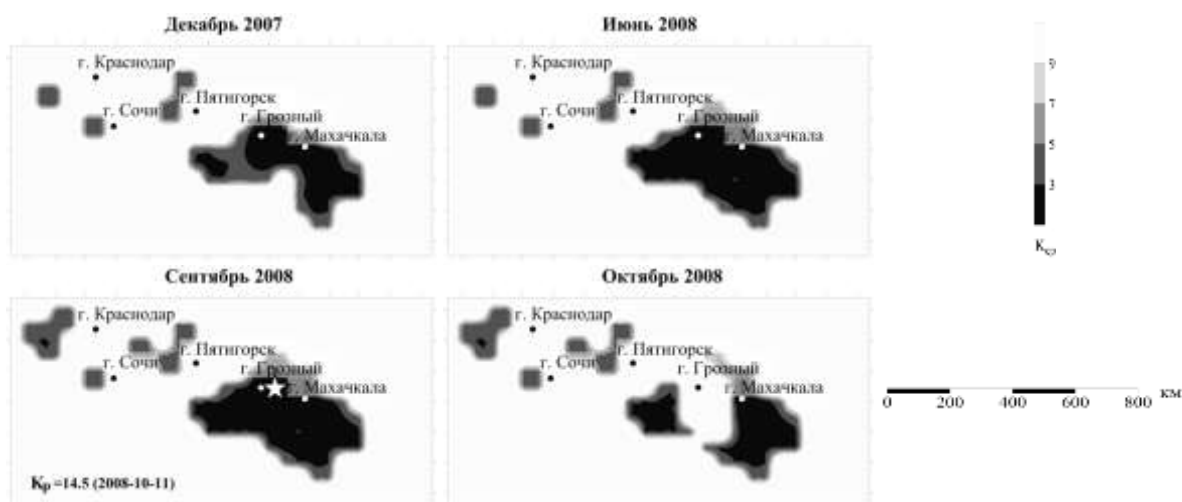


Рис. 1. Динамика изменения параметра  $K_{cp}$  до и после землетрясения 11.10.2008 г.

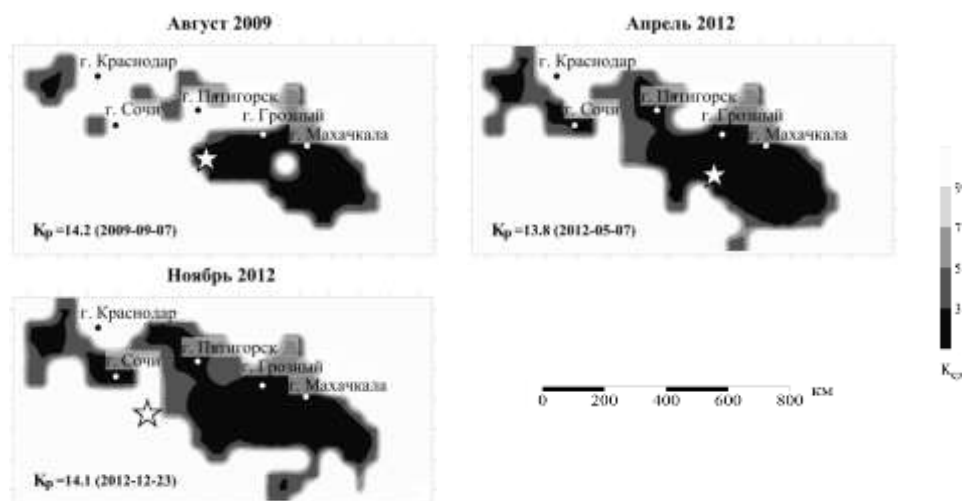


Рис. 2. Карты распределения параметра  $K_{cp}$  за 2009–2012 гг.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Землетрясения Северной Евразии, 2006 год.* – Обнинск: ГС РАН, 2012. – 504 с.
2. *Уломов В.И.* Выявление потенциальных очагов и долгосрочный прогноз сильных землетрясений на Северном Кавказе [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [http://seismos-u.ifz.ru/pdf/ulomov-et-al\\_ocenka.pdf](http://seismos-u.ifz.ru/pdf/ulomov-et-al_ocenka.pdf).
3. *Завьялов А.Д., Славина Л.Б., Васильев В.Ю., Мячкин В.В.* Методика расчета карт ожидаемых землетрясений по комплексу прогностических признаков. – М.: ОИФЗ РАН, 1995. – 40 с.
4. *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.
5. *Завьялов А.Д.* Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. – М.: Наука, 2006. – 254 с.
6. *Землетрясения России в 2007 году.* – Обнинск: ГС РАН, 2009. – 220 с.
7. *Землетрясения России в 2008 году.* – Обнинск: ГС РАН, 2010. – 224 с.
8. *Землетрясения России в 2009 году.* – Обнинск: ГС РАН, 2011. – 208 с.
9. *Землетрясения России в 2010 году.* – Обнинск: ГС РАН, 2012. – 208 с.
10. *Землетрясения России в 2011 году.* – Обнинск: ГС РАН, 2013. – 208 с.
11. *Каталоги сейсмических событий по региону Северный Кавказ за 2012 год* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [ftp://ftp.gsras.ru/pub/Regional\\_Catalogs/2012/N\\_caucasus/](ftp://ftp.gsras.ru/pub/Regional_Catalogs/2012/N_caucasus/).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ВУЛКАНА ШУГО И РАСЧЕТ ДАВЛЕНИЯ ВНУТРИ ВЫВОДЯЩЕГО КАНАЛА

А.Л. Собисевич, Р.А. Жостков  
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

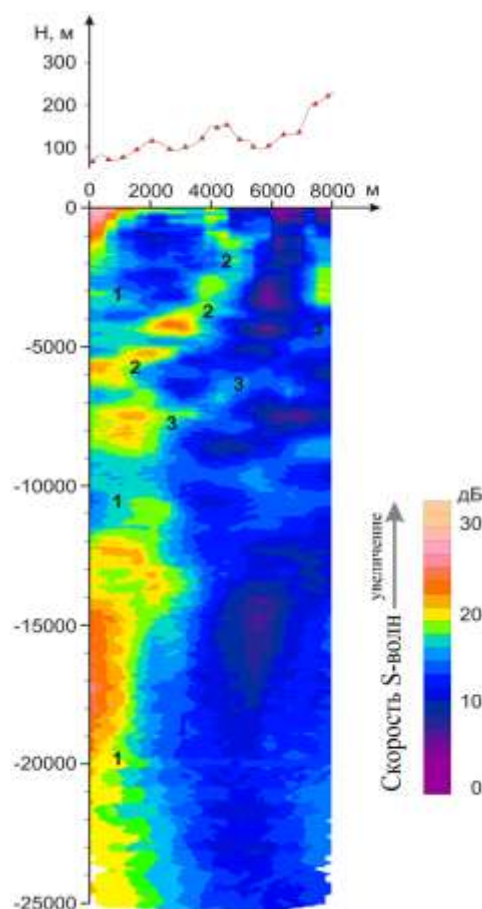
**Аннотация.** Приводятся результаты низкочастотного микросейсмического зондирования грязевого вулкана Шуго, на основе которых выполнены модельные теоретические исследования процессов истечения вязкой газонасыщенной грязебрекчии для различных режимов извержения.

**Abstract.** The results of low-frequency microseismic sounding of the Shugo mud volcano are presented. On the basis of the experimental results the possible mechanisms of eruptive activity are studied. Theoretical explanations over the process of hydrodynamic outflow of a viscous gas-saturated mud volcanic breccia are accompanied by numerical estimations.

Вулкан Шуго, пожалуй, самый известный и красивый из грязевых вулканов Таманской грязевулканической провинции, расположен в 6 км к югу от станицы Варениковской. Основной кратер вулкана имеет округлую форму 230–280 м в поперечнике и хорошо выделяется серым цветом на фоне окружающей растительности. Кольцевой вал, возвышающийся над кратером на 20–30 м, прорван в нескольких местах потоками грязебрекчии. Внутреннее строение вулкана удалось впервые изучить геофизическими методами [1–3].

На рис. 1 представлены результаты глубинного сейсмического зондирования, полученные при анализе структуры поверхностных волн [3]. В применявшемся методе микросейсмического зондирования [4] проводилось сравнение амплитуд релеевских волн, записанных на нескольких пунктах вдоль профиля, с данными опорной станции, расположенной на удалении от профиля работ. В результате были определены области с увеличенной и уменьшенной относительной интенсивностью реакции среды, соответствующие малым и большим скоростям S-волн. На этом рисунке выделяются грязевулканическая камера на глубине 15000–20000 м и каналы, соединяющие ее с поверхностью, причем видно, что второй канал, ассоциируемый с питающим разломом вулкана, закупорен частично, а первый и третий – почти полностью.

**Рис. 1.** Разрез по контрастам сейсмических скоростей вдоль профиля через грязевой вулкан Шуго [3]



Деятельность вулкана Шуго отличается постоянной сменой активных и спокойных периодов в течение длительного времени и систематическим выбрасыванием газов и сопочной грязи с незначительным содержанием грубообломочного материала. Такие периоды нарушаются интенсивными выбросами. Известны три бурных извержения Шуго – в 1903, 1908 и 2006 гг. Последнее, произошедшее при нашем посещении вулкана, было всесторонне изучено.

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. Затем последовало повышение давления флюидов непосредственно в очаге и, как следствие, в окружающих дилатансных структурах. Высокое давление и явилось тем спусковым механизмом, который снова открыл пути поступления насыщенной флюидами грязебрекчии в главный выводной канал. На протяжении всего периода бурного извержения вулкана Шуго в 2006 г. этот процесс неоднократно повторялся.

Проблема описания «взрывного» извержения грязевого вулкана с математической точки зрения похожа на ключевую задачу нестационарного истечения вскипающих жидкостей из сосудов высокого давления, которая также актуальна при моделировании аварийных ситуаций на нефтепроводах и скважинах, на атомных электростанциях и в аппаратах некоторых химико-технологических процессов [5].

Недавно появилась модель «газового поршня», которая хорошо объясняет взрывной характер извержения [6]. Согласно этой модели, если объем газа или перегретого флюида, расположенного под вулканической камерой, меньше некоторого критического значения, то извержения не происходит, а грязебрекчия, сквозь которую просачиваются пузыри газа, истекает медленно и плавно.

Проанализируем условия ее непрерывного истечения по выводящим каналам на примере одномерной задачи (ось  $x$  вертикальна и направлена вверх). Пусть камера расположена при  $x=-L$  и соединена с поверхностью земли (при  $x=0$ ) каналом постоянного радиуса  $a$ .

Можно показать [7], что уравнения неразрывности и движения, учитывая силу тяжести и считая режим истечения стационарным, а число Рейнольдса малым ( $<1000$ ), сводятся к одному уравнению:

$$\rho(p) \frac{dp}{dx} = -\omega \eta \frac{Q}{\pi a^4} - \rho^2(p)g, \quad (1)$$

где  $\rho$  – плотность среды;  $p$  – давление;  $\eta$  – сдвиговая вязкость;  $Q=\rho u S$  – поток флюидобрекчии через поперечное сечение канала ( $S=\pi a^2$ ,  $u$  – скорость);  $g$  – ускорение свободного падения. Уравнение, описывающее зависимость плотности среды от давления, записывается как:

$$\frac{\rho}{\rho_L} = \frac{\frac{p}{p_0}}{\frac{\rho_L}{\rho_0} N + \frac{p}{p_0} \left(1 - \frac{\rho_L}{\rho_0} N \frac{p_0}{p_*}\right)} = \frac{\frac{p}{p_0}}{\frac{p}{p_0} + \frac{\rho_L}{\rho_0} N \left(1 - \frac{p}{p_*}\right)}, \quad (2)$$

где  $\rho_L$  – плотность флюидобрекчии, величина  $p_*$  имеет смысл критического давления, выше которого газ полностью растворен в флюидобрекчии;  $N$  – максимальная концентрация свободного газа.

Рассмотрим вначале течение при отсутствии газа ( $N=0$ ,  $\rho=\rho_L$ ). В этом случае уравнение (1) и его решение, с учетом граничного условия  $p(x=0)=p_0$ , имеют вид:

$$\rho_L \frac{dp}{dx} = -v \eta \frac{Q}{\pi a^4} - \rho_L^2 g, \quad p_0 - p(x) = \left( \frac{v \eta}{\rho_L} \frac{Q}{\pi a^4} + \rho_L g \right) x, \quad (3)$$

где  $v$  – коэффициент пропорциональности порядка единицы.

Полагая  $x=-L$ ,  $p(x=-L)=p_1$ , где  $p_1$  – давление в магматическом очаге, свяжем поток флюидобрекции через сечение трубки с перепадом давления на ее концах:

$$Q = \frac{\pi a^4 \rho_L}{8\eta L} (p - p_0 - \rho_L g L). \quad (4)$$

Выражение (4) по форме такое же, как для вертикального течения Пуазейля с учетом силы тяжести. Сравнивая (4) с формулой (17.10) [8], определим константу  $\nu=8$ .

Рассмотрим теперь случай, когда давление в камере  $p_1 < p_*$ . При этом на всем протяжении канала давление ниже критического и течение всюду является двухфазным. В этом случае решение системы (1), (2) имеет вид:

$$\begin{aligned} & \alpha(Y-1) + \beta \left( \frac{1}{2} - \frac{\alpha^2}{\alpha^2 + \gamma} \right) \ln \left( (\alpha Y + \beta)^2 + \gamma Y^2 \right) + \frac{\alpha\beta}{\sqrt{\gamma}} \left( \frac{\alpha^2 - \gamma}{\alpha^2 + \gamma} - 1 \right) \operatorname{arctg} \left( \frac{(\alpha^2 + \gamma)Y + \alpha\beta}{\beta\sqrt{\gamma}} \right) = \\ & = -\delta(\alpha^2 + \gamma)z + \beta \left( \frac{1}{2} - \frac{\alpha^2}{\alpha^2 + \gamma} \right) \ln \left( (\alpha + \beta)^2 + \gamma \right) + \frac{\alpha\beta}{\sqrt{\gamma}} \left( \frac{\alpha^2 - \gamma}{\alpha^2 + \gamma} - 1 \right) \operatorname{arctg} \left( \frac{(\alpha^2 + \gamma) + \alpha\beta}{\beta\sqrt{\gamma}} \right), \end{aligned} \quad (5)$$

где введены следующие безразмерные величины:

$$\left( 1 - \frac{\rho_L N p_0}{\rho_0 p_*} \right) = \alpha; \quad \frac{\rho_L N}{\rho_0} = \beta; \quad \frac{\pi a^4 g \rho_L^2}{8\eta Q} = \gamma; \quad 8\eta \frac{QL}{\pi a^4 p_0 \rho_L} = \delta; \quad \frac{p}{p_0} = Y; \quad \frac{x}{L} = z.$$

Формула (5) содержит величины – поток жидкости  $Q$  и концентрацию свободного газа  $N$ , которые измеряются в эксперименте. Полагая в этой формуле  $x=-L$ ,  $p=p_1$ , получим связь между неизвестными величинами – внутренним давлением в камере грязевого вулкана  $p_1$ , которое непосредственно не измеряется, и известной длиной канала  $L$ . Таким образом, при наличии правдоподобных гипотез об одном из этих параметров, можно оценить и второй из них. Поэтому, используя геофизический профиль (рис. 1) для определения глубины залегания интересующих нас камер, а также экспериментальные данные о параметрах грязебрекции и темпах ее истечения, мы оценили зависимость давления в канале вулкана Шуго от глубины. Для построения этой зависимости использовались следующие значения параметров:  $\eta=100 \text{ Па}\cdot\text{с}$ ,  $g=9.8 \text{ м/с}$ ,  $p_0=1 \text{ атм.}=10^5 \text{ Па}$ ,  $\rho=1.3 \text{ кг/м}^3$ ,  $N=0.01$ ,  $Q=Q_1=100 \text{ кг/с}$ ,  $p_*=43 \text{ атм.}$  Для удобства на графиках отмечено критическое давление.

Рис. 2 отображает влияние вязкости на распределение давления. Как видно, при росте радиуса выводящего канала вязкость очень быстро уменьшается и при  $a > 1 \text{ м}$  почти полностью исчезает.

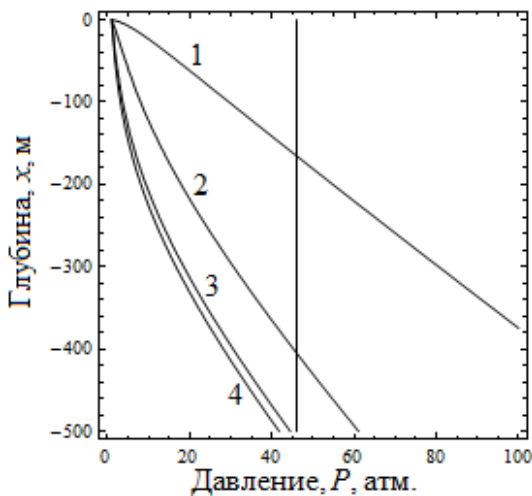


Рис. 2. Зависимость давления в двухфазной среде от глубины (5) при различных значениях радиуса выводящего канала: 1, 2, 3, 4 –  $a=0.2, 0.4, 0.8, 10^6 \text{ м}$ ;  $\rho_L=1500 \text{ кг/м}^3$

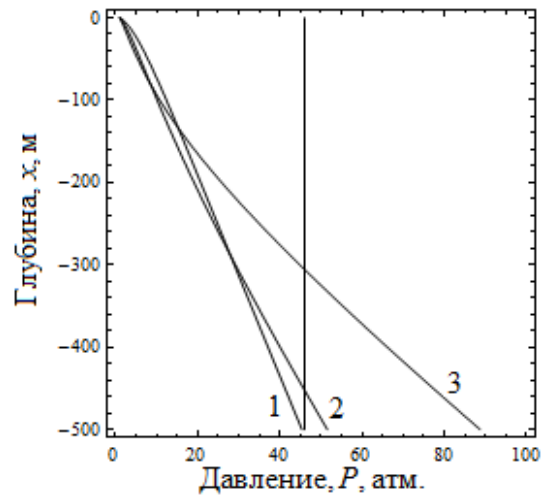


Рис. 3. Зависимость давления в двухфазной среде от глубины (5) при различных значениях плотности флюидобрекции: 1, 2, 3 –  $\rho_L=500, 1000, 2000 \text{ кг/м}^3$ ;  $a=0.35 \text{ м}$

Как следует из результатов геофизического зондирования (рис. 1), чем ближе к поверхности, тем выводящий канал уже, поэтому вязкость играет важную роль, по большей части при рассматривании приповерхностных процессов, которые, по-видимому, и вызывают медленное истечение грязебрекчии. К сожалению, геофизическое зондирование не позволяет точно оценить ширину канала, но, судя по данным на поверхности, этот размер невелик. Поэтому учет неидеального характера среды актуален, тем более что при рассмотрении более густых сред требование на ширину канала будет ослаблено.

Сравнение решений (5) для жидкостей разной плотности (рис. 3) показывает, что давление на больших глубинах очень сильно зависит от плотности вещества, а на малых глубинах наблюдается интересный эффект – при одинаковом потоке изливающейся жидкости в случае малой плотности вещества давление в камере должно быть больше, чем для случая большой плотности. Это объясняется необходимостью разгонять легкую жидкость до большей скорости и, как следствие, более сильным сопротивлением.

Таким образом, для определения давления в камере, помимо глубины ее залегания, важно как можно точнее оценить радиус выводящего канала и плотность вещества.

Для полноты картины необходимо рассмотреть третий случай, когда  $p_1 > p_* > p_0$ . В этой ситуации жидкость «вскипает» в сечении канала  $x=x_*$ , таком, где давление достигает критического значения  $p(x_*)=p_*$ . Для определения давления внутри камеры нужно проинтегрировать уравнения, описывающие первый и второй случаи в соответствующих пределах, и «сшить» полученные решения при  $x=x_*$ . В результате находим:

$$\alpha \left( \frac{p_*}{p_0} - 1 \right) + \beta \left( \frac{1}{2} - \frac{\alpha^2}{\alpha^2 + \gamma} \right) \times \ln \left( \frac{\left( \alpha \frac{p_*}{p_0} + \beta \right)^2 + \gamma \left( \frac{p_*}{p_0} \right)^2}{(\alpha + \beta)^2 + \gamma} \right) + \frac{\alpha \beta}{\sqrt{\gamma}} \left( \frac{\alpha^2 - \gamma}{\alpha^2 + \gamma} - 1 \right) \times$$

$$\times \left[ \arctg \left( \frac{(\alpha^2 + \gamma) \frac{p_*}{p_0} + \alpha \beta}{\beta \sqrt{\gamma}} \right) - \arctg \left( \frac{\alpha^2 + \gamma + \alpha \beta}{\beta \sqrt{\gamma}} \right) \right] = -\delta (\alpha^2 + \gamma) \left( \frac{p_1 - p_*}{\delta (1 + \gamma)} + 1 \right). \quad (6)$$

Как и решение (5), формула (6) связывает давление в камере с длиной канала, однако теперь в процессе движения однофазное течение становится двухфазным, то есть на некотором расстоянии  $x=x_*$  грязебрекчия превращается в газожидкостную смесь.

**Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ в рамках ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2007–2013 гг. (гос. контракт № 14.518.11.7051 от 19.07.2012 г.)» и Программы № 4 Президиума РАН.**

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Собисевич А.Л., Лавёрова Н.И., Собисевич Л.Е. и др.* Сейсмоактивные флюидно-магматические системы Северного Кавказа. – М.: ИФЗ РАН, 2005. – 225 с.
2. *Глинский Б.М., Собисевич А.Л., Хайретдинов М.С.* Опыт активного мониторинга сложно построенных геологических структур (на примере грязевого вулкана Шуго) // ДАН. Науки о Земле. – М.: Наука, 2007. – Т. 413, № 3. – С. 398–402.
3. *Горбатилов А.В., Собисевич А.Л., Овсяченко А.Н.* Развитие модели глубинного строения Ахтырской флексурно-разрывной зоны и грязевого вулкана Шуго // ДАН. Геофизика. – 2008. – Т. 421, № 5. – С. 670–674.
4. *Горбатилов А.В.* Пат. РФ №2271554 // Бюл. изобр. – 2006. – № 7.
5. *Нигматулин Р.И.* Динамика многофазных сред. Т. 2. – М.: Наука, 1987.
6. *Nechayev A.* New physical mechanism of Geysers in Kamchatka // IAVCEL. 2008 General Assembly. Abstracts. – Reykjavik, Iceland, 2008. – P. 97.
7. *Руденко О.В., Собисевич А.Л., Ратнер С.В.* Модель истечения газосодержащей жидкости из полости через канал // ВЮНЦ РАН. – 2009. – Т. 5, № 9. – С. 24–31.
8. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Гидродинамика. – М.: Наука, 1986.

# О НАБЛЮДЕНИИ АНОМАЛЬНЫХ ГЕОМАГНИТНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ В ВАРИАЦИЯХ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ В ПЕРИОД ПОДГОТОВКИ И РАЗВИТИЯ ГЛУБОКОФОКУСНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ОХОТСКОМ МОРЕ

<sup>1</sup>А.Л. Собисевич, <sup>2</sup>К.Х. Канониди, <sup>1</sup>Л.Е. Собисевич  
<sup>1</sup>*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва*  
<sup>2</sup>*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения  
радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, г. Троицк*

**Аннотация.** Приведены результаты наблюдений вариаций магнитного поля Земли, зарегистрированных аппаратными комплексами Северокавказской геофизической обсерватории ИФЗ РАН и научного стационара «Карпогоры» ИЗМИРАН в Архангельской области. В структуре магнитных наблюдаемых вариаций впервые в практике инструментальных наблюдений аномальных магнитных возмущений выделены характерные ультранизкочастотные волновые формы УНЧ-диапазона, отражающие процессы подготовки и развития глубокофокусного землетрясения с  $M=8.2$  в Охотском море 24 мая 2013 года.

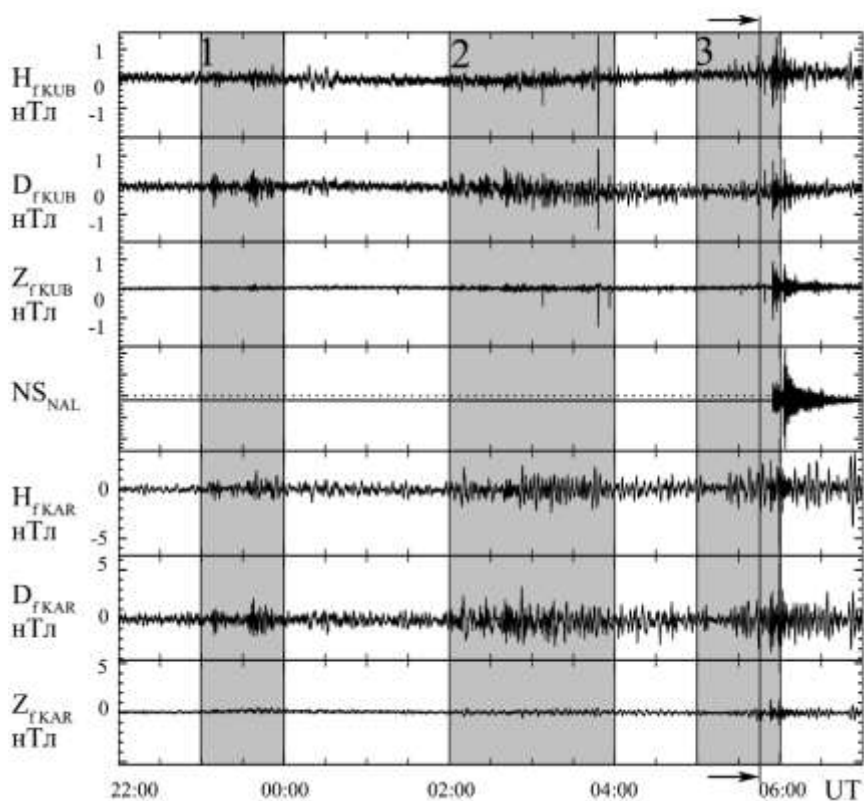
**Abstract.** Results of experimental observations of variations of magnetic field registered at the Northern Caucasus Geophysical Observatory of the laboratory of applied geophysics and volcanology of the IPE RAS are presented. The two data sets acquired in Northern Caucasus and in IZMIRAN's «Karpogory» test site (Arkhangelsk region) have been analyzed. Specific ultra-low frequency wave forms were originally distinguished in ULF magnetic variations presumably corresponding with processes of preparation and development of the significant (magnitude 8.2) deep focus earthquake as of 2013.05.24 in the Okhotsk Sea.

Приборы Северокавказской геофизической обсерватории в составе лаборатории прикладной геофизики и вулканологии ИФЗ РАН (район Эльбрусского вулканического центра) и магнитные вариометры, установленные в научном стационаре ИЗМИРАН (пос. Карпогоры, Архангельская область), 24 мая 2013 г. зафиксировали аномальные магнитные возмущения УНЧ-диапазона, наведенные глубокофокусным сейсмическим событием под дном Охотского моря. Отметим, что это первый случай в истории инструментальных наблюдений аномальных магнитных возмущений, отражающих этапы подготовки и развития, уникальных с геофизической точки зрения, глубокофокусных высокоэнергетических сейсмических процессов под дном океана.

В ряде работ [1–11] рассмотрены вопросы возможной взаимосвязи наблюдаемых ультранизкочастотных (УНЧ) магнитных вариаций с процессами в зоне подготовки и развития сильных сейсмических событий. Однако применительно к глубокофокусным сейсмическим событиям в специализированной литературе затронутая проблема освещена весьма скромно. В настоящее время не существует разработанной модели, которая бы позволяла дать объяснение основных геофизических и геоэлектрических процессов, протекающих в зоне подготовки глубокофокусных землетрясений под океанским дном, и объяснила бы условия формирования структуры эпицентральной зоны. Геофизики пока не располагают достоверными научно обоснованными материалами об электродинамических процессах на больших глубинах в литосфере, которые можно было бы назвать ответственными за накопление и последующее разделение электрических зарядов в развивающейся эпицентральной зоне крупного глубокофокусного сейсмического события.

По данным Геологической службы США, землетрясение характеризуется следующими параметрами: магнитуда – 8.3, время в очаге – 05:44:49, координаты эпицентра – 54.874°N, 153.280°E, глубина очага – 608.9 км [12]. По данным Геофизической службы РАН [13], последние сильные землетрясения в этом районе Охотского моря наблюдались 5 июля и 24 ноября 2008 года.

Анализируя полученные волновые формы магнитных сигналов и показания наклономеров, отметим, что развитие характерных аномальных магнитных возмущений УНЧ-диапазона в районе Охотского моря началось за пять с половиной часов до главного удара. На приведенных записях (рис. 1) вариаций магнитного поля Земли ( $D_{KUB}$ ,  $H_{KUB}$ ,  $Z_{KUB}$ ) и наклонов земной поверхности ( $NS_{NAL}$ ) представлены волновые формы зафиксированных возмущений, начиная с 22 часов мирового времени.



**Рис. 1. Волновые формы аномальных магнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли и запись наклонов земной поверхности по данным Северокавказской геофизической обсерватории и научного стационара «Карпогоры» с 22:00 23 мая до 07:00 24 мая 2013 г.**

Сигналы профильтрованы в диапазоне 10–300 с. Стрелками отмечено время в очаге

Отчетливые аномальные возмущения в вариациях магнитного поля Земли проявились в геосферах примерно за пять часов тридцать минут до главного удара (выделенная серая область 1 на рис. 1). Затем последовали следующие характерные участки, в том числе и область 2 (рис. 1).

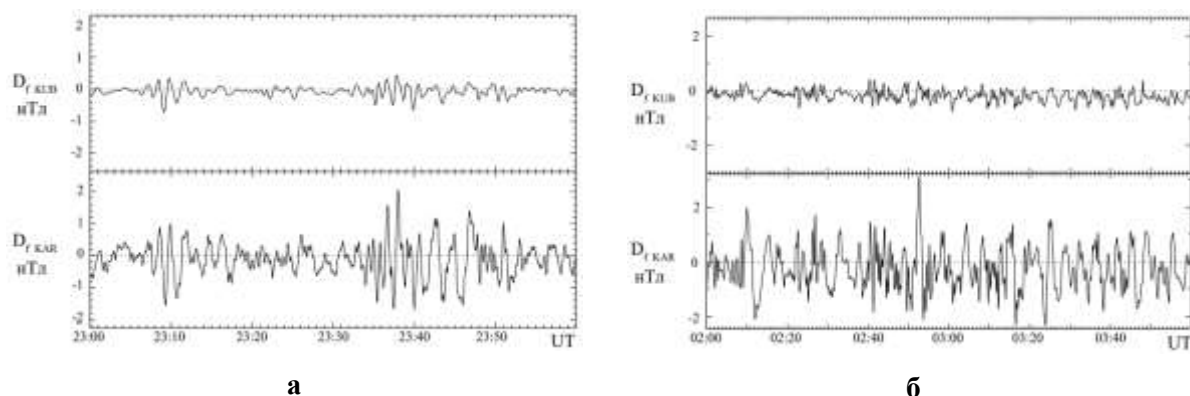
На приведенных записях прослеживается процесс отражения в магнитном поле Земли сложных электродинамических процессов, зарождающихся в зоне подготовки сейсмического события и окончательно формирующегося аномального магнитного возмущения в системе литосфера–атмосфера–ионосфера–магнитосфера.

Отметим, что достаточно спокойная магнитная обстановка, которая имела место в этот период, предоставила возможность отчетливо выделить изучаемый класс наведенных аномальных УНЧ магнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли на всех этапах подготовки и развития изучаемого глубокофокусного землетрясения.



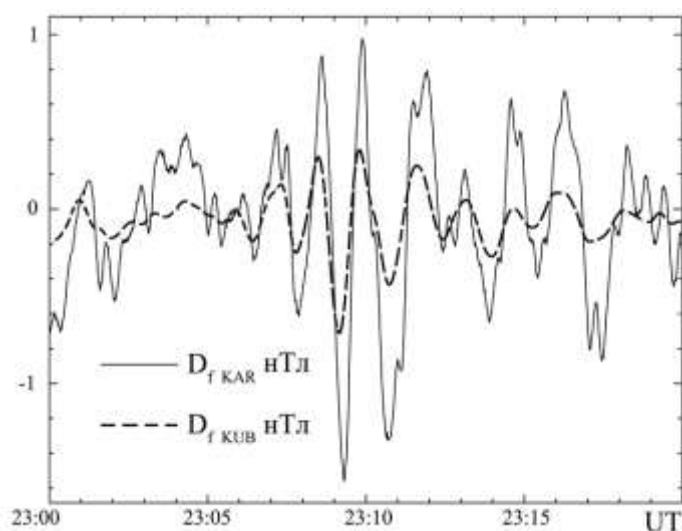
Приведенные на рис. 1 наблюдаемые волновые формы аномального УНЧ волнового процесса в геосферах (выделенные серые области 1 и 2 на рис. 1), наведенные глубокофокусным землетрясением в районе Охотского моря, отражают процессы в эпицентральной зоне. Они отчетливо зафиксированы по каналам Н и D. По каналу Z магнитное возмущение очень слабое.

Обратимся теперь к данным, приведенным на рис. 2, где представлена развернутая структура квазигармонических волновых форм аномальных магнитных возмущений. Здесь удастся проследить за изменением периода магнитного возмущения по мере приближения главного удара.

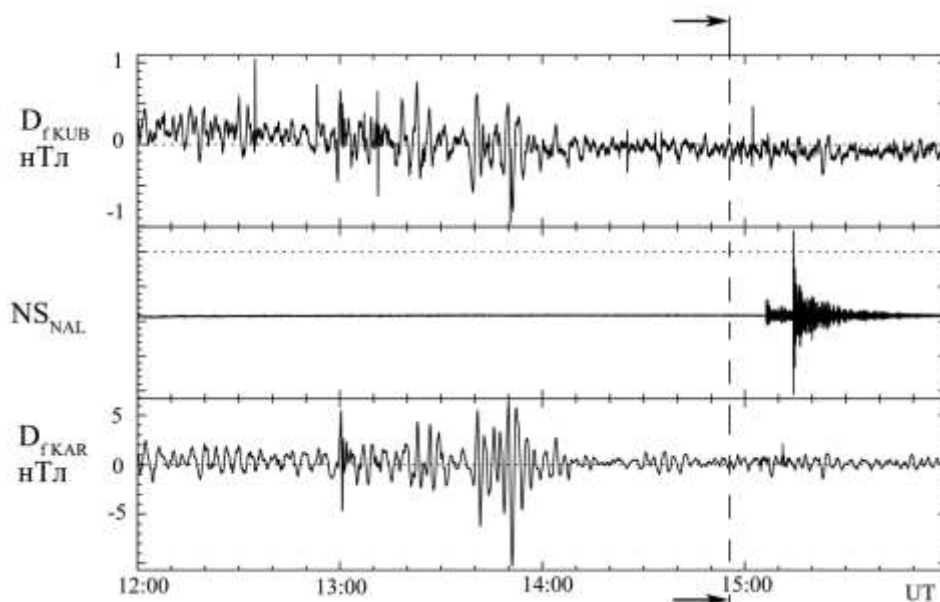


**Рис. 2.** Развернутая структура волновых форм аномальных магнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли по данным Северокавказской геофизической обсерватории ( $D_{f\text{ KUB}}$ ) и научного стационара «Карпогоры», субавроральная область ( $D_{f\text{ KAR}}$ ): а – временной интервал 1 на рис. 1, б – временной интервал 2 на рис. 1

Другой замечательный результат следует из сопоставления записей наведенных аномальных магнитных возмущений, полученных в Северокавказской геофизической обсерватории [14] и в Карпогорах (рис. 3). Максимальная амплитуда аномального магнитного возмущения, зарегистрированного в Карпогорах (авроральная область), составляет величину около 3–3.5 нТл, а аналогичные возмущения, зарегистрированные в районе Кавказа, меньше примерно в три-четыре раза. Аналогичные результаты получены и перед афтершоком (рис. 4). В настоящее время полученные экспериментальные результаты строгого теоретического обоснования пока не получили. Можно только прогнозировать, что источник обнаруженного эффекта, связанного с усилением возмущения в субавроральной зоне, следует искать в ионосфере.



**Рис. 3.** Сопоставление амплитудно-фазовой структуры волновых форм аномальных магнитных возмущений, зафиксированных магнитными вариометрами Северокавказской геофизической обсерватории и научного стационара «Карпогоры»



**Рис. 4.** Структура аномальных магнитных возмущений, наведенных афтершоком (24 мая 2013 г. в 14:56:29.5,  $\varphi=52.24^\circ\text{N}$ ,  $\lambda=151.5^\circ\text{E}$ ,  $h=600$  км,  $M=7$  [13]), произошедшим в Охотском море вслед за главным сейсмическим событием. Сигналы профильтрованы в диапазоне 10–300 с. Вертикальной прерывистой линией отмечено время в очаге

Полученная геофизическая информация расширяет наши представления о сложных механизмах, определяющих подготовку и развитие мощных глубокофокусных землетрясений. При привлечении дополнительных достоверных данных о других типах сопутствующих возмущений в будущем можно ставить вопрос об использовании аномальных магнитных возмущений в задачах, связанных с развитием в Геофизической службе РАН прогностических алгоритмов.

**Работа выполнена при финансовой поддержке Российской академии наук (Программа фундаментальных исследований № 4 Президиума РАН).**

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Гульельми А.В.** Исследование УНЧ электромагнитных волн // Физика Земли. – 2008. – № 10. – С. 19–24.
2. **Гульельми А.В.** Ультранизкочастотные электромагнитные волны в коре и в магнитосфере Земли // УФН. – 2007. – Т. 177, № 12. – С. 1257–1276.
3. **Гульельми А.В., Зотов О.Д.** О магнитных возмущениях перед сильными землетрясениями // Физика Земли. – 2012. – № 2. – С. 84–87.
4. **Зотов О.Д., Гульельми А.В., Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л.** О магнитных предвестниках землетрясений // Физика Земли. – 2013. – № 5. – С. 1–6.
5. **Собисевич А.Л.** Избранные задачи математической геофизики, вулканологии и геоэкологии. – М.: ИФЗ РАН, 2012. – 510 с.
6. **Собисевич Л.Е., Канониди К.Х., Собисевич А.Л.** Ультранизкочастотные электромагнитные возмущения, возникающие перед сильными сейсмическими событиями // ДАН. Геофизика. – 2009. – Т. 429, № 5. – С. 688–672.
7. **Собисевич Л.Е., Канониди К.Х., Собисевич А.Л.** Наблюдения УНЧ геомагнитных возмущений, отражающих процессы подготовки и развития цунамигенных землетрясений // ДАН. Геофизика. – 2010. – Т. 435, № 4. – С. 548–553.
8. **Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л.** Дилатантные структуры и электромагнитные возмущения УНЧ диапазона на этапах подготовки и развития крупного сейсмического события // Вестник ОНЗ РАН. – 2010. – Т. 2, № Z6027. – С. 202–213.

9. **Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Канониди К.Х.** Аномальные геомагнитные возмущения, наведенные катастрофическими цунамигенными землетрясениями в районе Индонезии // Геофизический журнал. – 2012. – Т. 34, № 5. – С. 22–37.
10. **Собисевич Л.Е., Канониди К.Х., Собисевич А.Л., Мисеюк О.И.** Геомагнитные возмущения в вариациях магнитного поля Земли на этапах подготовки и развития Турецкого (08.03. 2010 г.) и Северокавказского (19.01.2011 г.) землетрясений // ДАН. Геофизика. – 2013. – Т. 449, № 1. – С. 93–96.
11. **Копытенко У.А., Matishvili T.G., Voronov P.M., Копытенко Е.А., Molchanov O.A.** Detection of ultra-low-frequency emissions connected with the Spitak earthquake and its aftershock activity, based on geomagnetic pulsations data at Dusheti and Vardzia observatories // Phys. Earth Planet. Inter. – 1993. – V. 77. – P. 85–95.
12. **Геологическая служба США.** Информационное сообщение о землетрясении 24 мая 2013 г. 05:44:49 UTC [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usb000h4jh>.
13. **Геофизическая служба РАН.** Информационное сообщение о сильном землетрясении в Охотском море 24 мая 2013 года [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [http://www.ceme.gsr.ru/cgi-bin/info\\_quake.pl?mode=1&id=218](http://www.ceme.gsr.ru/cgi-bin/info_quake.pl?mode=1&id=218).
14. **Собисевич А.Л., Гриднев Д.Г., Собисевич Л.Е., Канониди К.Х.** Аппаратурный комплекс Северокавказской геофизической обсерватории // Сейсмические приборы. – 2008. – Т. 44. – С. 12–25.

# ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ КОЛИЧЕСТВА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ИХ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ КЛАССОВ

С.В. Трофименко, Н.Н. Гриб  
*Технический институт (филиал) Северо-Восточного  
федерального университета, г. Нерюнгри*

**Аннотация.** В основу работы положены материалы статистического моделирования сейсмического процесса Олёкмо-Становой сейсмической зоны. Выделены аномалии суточной и семидневной цикличности для землетрясений 6–7-го энергетического класса. Для (условно) семидневной статистики распределений количества землетрясений характерно наличие двух максимумов. В суточных распределениях количества землетрясений выделяются от двух до четырех максимумов активности. Привлечение к обработке землетрясений с энергией 7-го класса и ниже приводит к равномерному распределению количества событий на суточных реализациях. В семидневной статистике тенденции неоднородности сейсмической активности сохраняются в широком диапазоне энергий.

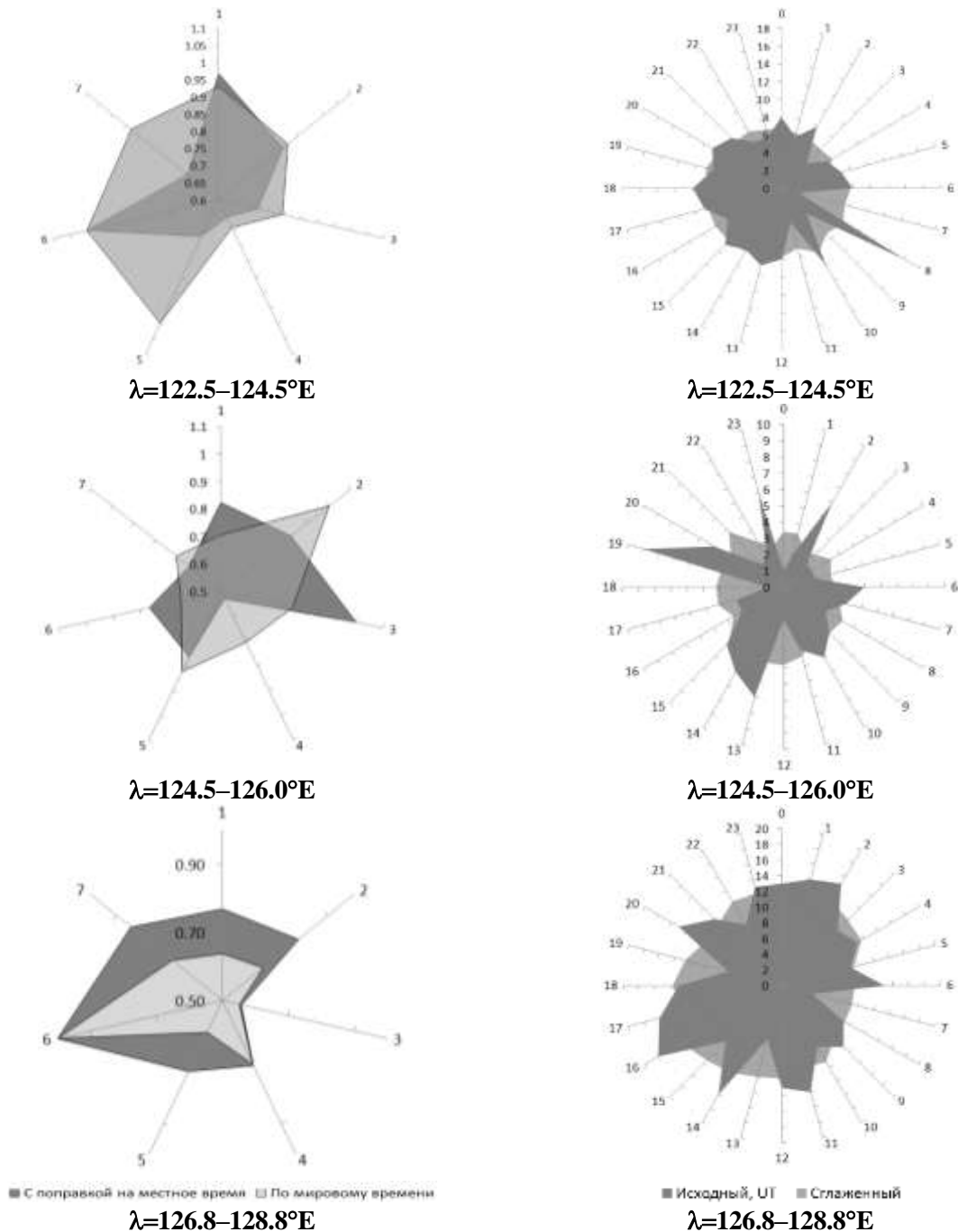
**Abstract.** The study is based on materials of statistical modeling of the seismic process Olekma-establish the seismic zone. Isolated anomalies of daily and seven-day cycle for earthquakes with magnitude  $M=1.0-2.1$ . For (relatively) a seven-day statistical distributions of earthquakes are characterized by two peaks. In the daily distribution of earthquakes stand out from two to four peaks of activity. Bringing to the treatment of earthquakes with energy grade 7 and below leads to a uniform distribution of events on the daily implementations. In the seven-day statistics trend heterogeneity of seismic activity are stored in a wide range of energies.

## Результаты статистических построений

Важной характеристикой геофизических, в том числе сейсмических, процессов является их повторяемость во времени. Наиболее характерные ритмы геофизических процессов связаны с естественными природными циклами, обусловленными взаимным расположением Солнца и Луны относительно Земли и суточным вращением Земли. В практике геофизических исследований данные циклы получили название лунно-солнечных приливов [1, 2]. Многочисленные данные для различных сейсмоактивных регионов Земли указывают на значительные отклонения от равномерного распределения количества сейсмических событий в определенные периоды [3, 4]. Задача исследования состоит в том, чтобы определить степень обусловленности изучаемых процессов от внешних факторов влияния. По-видимому, одной из первых публикаций по данной тематике была работа [5].

В данной работе для статистического анализа использованы сейсмологические каталоги ГС РАН и региональный каталог Якутского филиала ГС СО РАН [6, 7]. Координаты области исследований составили от 56 до 57°N и от 122 до 129°E. К расчетам принимались землетрясения за 2004–2008 гг. с магнитудами  $M=1.0-2.1$ , выбранные из указанных каталогов.

Результаты построений показаны на рис. 1. Для сравнения на рис. 2 приведена статистика распределений количества событий в течение суток на севере Камчатки в зависимости от энергетического класса землетрясений.

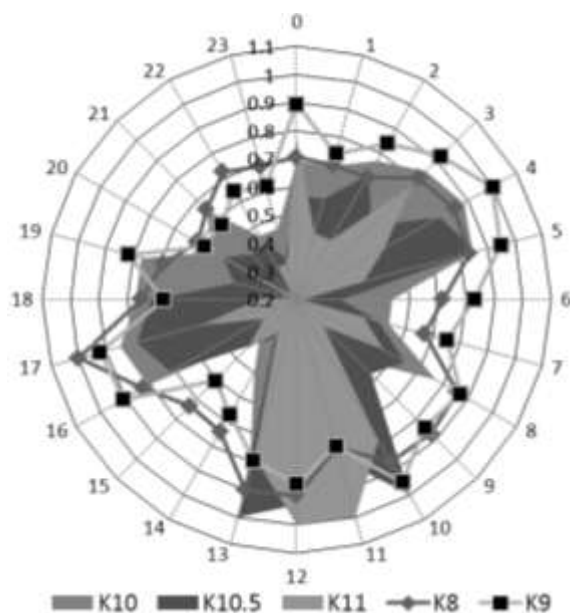


**Рис. 1.** Распределение количества землетрясений с  $M=1.0-2.1$  за 2004–2008 гг. в течение недели (левая колонка) и суток (правая колонка) по трем областям ОСЗ

### Обсуждение результатов статистических построений

Рассмотрим результаты суточных аномалий сейсмичности (рис. 1).

В пределах западного фланга ОСЗ наблюдается равномерная статистика распределения количества землетрясений в течение суток. Один отдельный выброс в 0.8 UT, по-видимому, связан с недостаточной статистикой. На усредненном графике, отображающем количество землетрясений за пять часов, распределение на уровне 0.95 практически изометрично. Отношение главных полуосей эллипсоида равно 0.75, что статистически не значимо для данной доверительной вероятности. Тем не менее максимумы сейсмической активности приурочены к 7–8 и 19–20 UT. Данный результат хорошо согласуется с [2].



**Рис. 2.** Неоднородность распределения количества землетрясений на Камчатке в границах  $\varphi=56\text{--}57^\circ\text{N}$  и  $\lambda=160\text{--}164^\circ\text{E}$  в течение суток в зависимости от энергетического класса

Область  $124.5\text{--}126.0^\circ\text{E}$  характерна наличием отдельных пиков. Усредненные значения по пяти часам представлены практически окружностью, что может свидетельствовать о малом влиянии тектонического признака на статистику распределений количества землетрясений. Если пик 0.2 UT можно отнести к воздействию массовых взрывов, то оставшиеся четыре пика не связаны с техногенным воздействием на геологическую среду. По теоретическим представлениям максимумов должно быть четыре. Звездообразное распределение может свидетельствовать о недостаточной статистике событий в исследуемой выборке.

Область  $126.8\text{--}128.8^\circ\text{E}$  представлена изометричной фигурой с максимумами 1–2 и 14 UT, что в пересчете на локальное время соответствует утреннему и вечернему максимумам. Превышение отдельных выбросов составляет 2–3% от среднего значения, то есть статистически не значимо.

Таким образом, в западной, центральной и восточной областях ОСЗ характер распределения землетрясений отличается по форме и количеству пиков. В целом, учитывая разнонаправленность азимутов тектонических структур в изучаемых областях, можно предположить, что на форму распределений влияет тектонический фактор, так как объемы выборок, представленных для исследования, отличаются не более, чем на 7%.

Для недельных распределений (левая колонка рис. 1) для западной области характерно наличие максимума в первый, второй и шестой дни недели с абсолютным минимумом в воскресенье. Однако, если ввести поправку на местное время за счет того, что землетрясения второй половины дня по Гринвичу будут идентифицироваться следующим днем, характер распределений в минимумах активности практически не зависит от дня недели. То есть воскресный минимум проявляется слабее, хотя общий характер в максимумах активности сохраняется. Из этого следует, что эффект минимума активности в воскресные дни не следует сопоставлять с эффектом выходных дней. Тем более, что данная область не представлена промышленными предприятиями (кряж Зверева).

Центральная область ( $124.5\text{--}126.0^\circ\text{E}$ ) также представлена двумя максимумами активности, идентичными области 1. Данная область представляет собой промышленно развитый регион Южной Якутии. Основной энергетический объект – угольный разрез – производит массовые взрывы с максимумом активности во второй–четвертый дни недели. Если максимум сейсмической активности во вторник можно соотнести с воздействием массовых взрывов, то минимум четверга приводит к обратному утверждению. Это может означать, что техногенное влияние массовых взрывов на энергетику сейсмического процесса на уровне  $M=1.0\text{--}2.1$  не однозначно.

Наиболее характерное распределение семидневной сейсмичности представлено для области 126.8–128.8°Е. В данном случае максимум сейсмической активности приходится на субботу. Единственным промышленным предприятием в южной части исследуемого района является район Эльгинского месторождения, в котором промышленные взрывы производятся эпизодически и не могут влиять на характер распределения сейсмической активности.

Учитывая неоднородный характер распределения сейсмической активности в течение недели по трем областям, что подтверждено оценками точности и адекватности моделей на уровне значимости 0.05, и, учитывая различную геодинамическую обстановку указанных областей, видимо, основным возмущающим фактором сейсмической активности могут быть внешние (космические) факторы. Тем более что в настоящее время уже выделены периоды нестабильности вращения Земли длительностью 3.5 суток.

На рис. 2 представлены суточные распределения количества землетрясений для различных энергетических классов. Наиболее контрастно на уровне значимости 0.05 выделяются максимумы 2–5; 10–13; 16–19 UT. Причем данная закономерность сохраняется для землетрясений 11-го класса. Уменьшение энергии землетрясений (что видно из графика) до уровня 8-го класса приводит к изометричности распределений.

Таким образом, влияние приливных и инерционных сил на сейсмическую активность ограничивается землетрясениями средних энергетических классов.

Низкоэнергетические землетрясения ( $M < 2$ ) следует отнести к типу рассеянной сейсмичности, на характер распределения которых могут влиять различные факторы.

**Работа выполнена при финансовой поддержке Федеральной целевой ведомственной программы «Развитие научного потенциала высшей школы» № 01201254011.**

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Трофименко С.В.** Динамика годичных распределений эпицентров землетрясений Олёкмо-Становой сейсмической зоны // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 303–307.
2. **Трофименко С.В.** Суточные и годовые циклы сейсмической активности сейсмических поясов Северо-Востока Азии в модели блокового строения земной коры // Вестник СВФУ. – 2011. – Т. 8, № 1. – С. 55–63.
3. **Сидорин А.Я.** Суточная периодичность землетрясений и ее сезонные изменения // Сейсмические приборы. – 2009. – Т. 45, № 4. – С. 69–84.
4. **Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Раумбеке М., Ардюков Д.Г., Лаврентьев М.Е., Седусов Р.Г.** Приливная модуляция слабой сейсмичности для южной части Сибири // Физическая мезомеханика. – 2008. – № 11 (4). – С. 81–93.
5. **Горьковатый Н.Н., Левицкий Л.С., Тайдакова Т.А. и др.** О корреляции графиков угловой скорости вращения Земли и модуля ее временной производной с частотой землетрясений в зависимости от магнитуды // Физика Земли. – 1994. – № 10. – С. 33–38.
6. **Землетрясения Северной Евразии.** – Обнинск: ГС РАН, 1997–2004.
7. **Козьмин Б.М., Шibaев С.В. и др.** Землетрясения России в 2004–2008 гг. – Обнинск: ГС РАН, 2007–2010.

## ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧНОСТИ СРЕДНЕГО БАЙКАЛА ПО ДАННЫМ ЛОКАЛЬНОЙ СЕТИ НАБЛЮДЕНИЙ

Ц.А. Тубанов, Д.П.-Д. Санжиева  
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

**Аннотация.** Рассматривается характер пространственно-временного распределения сейсмичности в очаговых областях Среднего Байкала по данным локальной сети сейсмостанций.

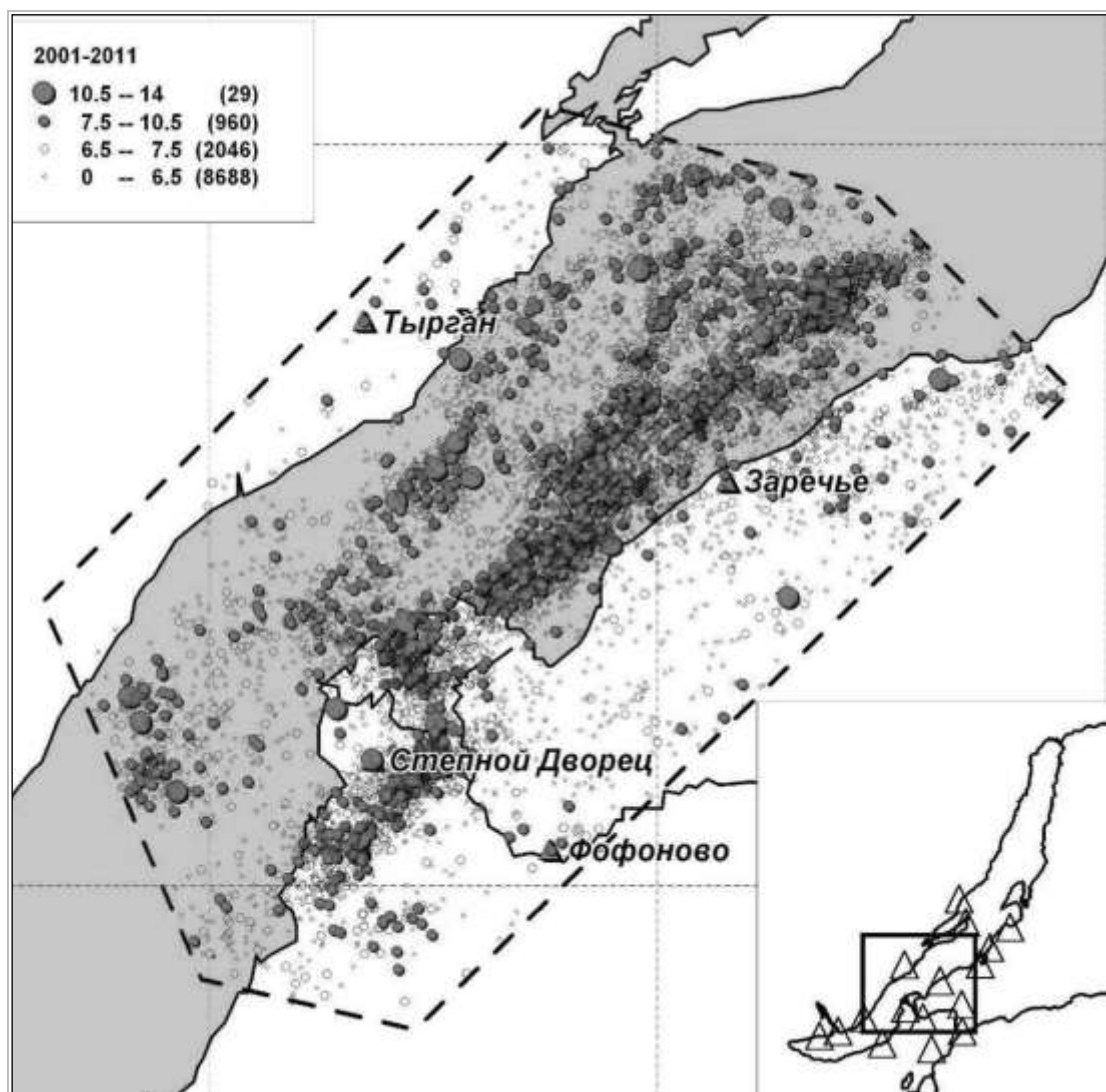
**Abstract.** The character of the spatial-temporal distribution of the seismicity in the focal areas of the Middle Baykal according to the local seismic network data is considered.

По данным инструментальных сетей сейсмологических наблюдений Прибайкалья, сейсмичность имеет «сложившийся» рисунок расположения эпицентров землетрясений при достаточно случайном положении мест появления сильнейших событий. Группы землетрясений, сосредоточенные как во времени, так и в пространстве (рои и афтершоки), являются для сейсмического режима очаговых зон Байкальского рифта достаточно типичным явлением [1, 2].

Район Среднего Байкала является наиболее сейсмоактивным районом центральной части БРЗ. За последние 150 лет в этом районе произошло пять катастрофических землетрясений (1862, 1871, 1885, 1903, 1959 гг.). При наиболее сильном – Цаганском (1862 г.) – образовался залив Провал и было затоплено 220 км<sup>2</sup> суши [3]. Среднебайкальское землетрясение 29.08.1959 г. ( $M=6.8$ ) является одним из сильнейших за инструментальный период регистрации с 1950-х гг. Сейсмическая активность в исследуемой области пространственно тяготеет к юго-восточному борту рифтовой впадины, так что крупные разломы, ограничивающие северо-западный борт рифтовой впадины – Приморский и Морской, здесь практически асейсмичны. В дельте реки Селенги эпицентры локализуются в виде Z-образной полосы, имеющей общее субмеридиональное простираие. Далее плотная полоса эпицентров (шириной 20–30 км) распространяется на северо-восток, ограниченная с востока Дельтовым разломом.

По данным локальной сети наблюдений за период 2001–2011 гг. установлено, что большинство слабых землетрясений (энергетический класс  $K<8$ ) локализуются в виде обособленных в пространстве линейных групп (рисунок), с отчетливо выраженным положением длинной оси. Наиболее представительная группа эпицентров располагается полосой вдоль восточного берега оз. Байкал. Характерной чертой сейсмичности является наличие групп и роев землетрясений, крупные события сопровождаются достаточно многочисленными афтершоками. На фоне общей линейной, ориентированной вдоль рифта, конфигурации эпицентрального поля отчетливо выделяются участки без эпицентров – сейсмические бреши. В структуре эпицентрального поля выделяются следующие характерные элементы: 1) кулисовидное сочленение полос эпицентров, располагающееся в сухопутной части Селенгинской депрессии, 2) веерообразное расширение сейсмоактивной полосы на северо-восток (начиная примерно с области залива Провал), 3) сейсмическая брешь между восточной и западной полосой концентрации землетрясений, 4) диффузное распространение сейсмической активности в юго-восточном направлении (от оси рифта).





**Рис. Сейсмичность сейсмоактивной области Центрального Байкала за 2001–2011 гг. по данным станций локальной сети.**

**Пунктиром выделена область исследования. Внизу, во врезке, показана сеть станций, использованных для локализации эпицентров землетрясений**

Для исследования характера пространственно-временного распределения сейсмичности первоначально построены карты плотности землетрясений за 11 лет в скользящем окне с элементарной ячейкой  $5 \times 5$  км. Выявлено шесть пространственных зон, где сконцентрировалось от 50 и больше землетрясений за весь период. Площадь выделенных зон составила 8.5% от области исследования. Далее в каждой из этих зон проанализировано развитие сейсмического процесса во времени, выделены периоды с наибольшей частотой возникновения землетрясений. Таким образом, отобрана 21 группа сейсмических событий (кластеров), характеризующихся концентрацией по площади и повышенной частотой (относительно текущего уровня) генерации во времени. Шесть кластеров включают до 20 событий, девять кластеров – от 21 до 50 событий, четыре кластера – от 51 до 100 событий и два кластера – более 100 событий. Доля событий, вошедших в выделенные кластеры, составляет 8% (949 против 11723) от всего количества землетрясений и, по нашему мнению, представляет сосредоточенную сейсмичность [4]. В то же время из 29 землетрясений с  $K > 10.5$  только шесть событий входят в кластеры, из которых всего один кластер можно охарактеризовать как афтершоковую совокупность.

Таким образом, с одной стороны, сильные события за многолетний период, концентрируясь в протяженные очаговые области, могут отражать сосредоточенную сейсмичность. С другой стороны, за более короткие периоды (год, меньше года) сильные землетрясения распределяются в пространстве случайным образом, что характерно более для рассеянной сейсмичности. Слабые землетрясения имеют тенденцию к группированию, образованию кластеров, роев в ограниченных областях, при этом рассеиваясь по всей исследуемой площади. В целом полученные данные свидетельствуют о разно-масштабном характере сосредоточенной и рассеянной сейсмичности.

**Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционного проекта СО РАН № 111.**

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Солоненко Н.В., Солоненко А.В.* Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. – Новосибирск: Наука, 1987. – 94 с.
2. *Solonenko A.V., Solonenko N.V., Melnikova V.I., et al.* The analysis of the spatial-temporal structure of seismicity of the Baikal rift zone // *Earthquake hazard and risk*. – Kluwer Academic Publishers, 1996. – P. 49–62.
3. *Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья* / Под ред. В.П. Солоненко. – Новосибирск: Наука, 1981. – 168 с.
4. *Арефьев С.С.* Эпицентральные сейсмологические исследования. – М.: Академкнига, 2003. – 375 с.

# ИЗУЧЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА СЕТИ СТАНЦИЙ, ИСПОЛЬЗУЕМЫХ В РУТИННОЙ ОБРАБОТКЕ КОЛЬСКИМ ФИЛИАЛОМ ГС РАН

А.В. Фёдоров, В.Э. Асминг  
*Кольский филиал ГС РАН, г. Анатиты*

**Аннотация.** Исследованы спектры плотности мощности сейсмического шума сети станций, используемых Кольским филиалом ГС РАН для мониторинга сейсмичности в отведенной зоне ответственности. Проанализированы вариации сейсмического шума в зависимости от времени суток (день–ночь), произведено сопоставление с эмпирическими моделями сейсмического шума, построенными по данным мировой сети наблюдений.

**Abstract.** The Power Spectral Density of background seismic noise was calculated for network of stations which are used by Kola Branch of Geophysical Survey of RAS. We have analyzed variations of seismic noise according to time of day and compared them with empirical models of seismic noise plotted by data of world network.

## Введение

Кольский филиал (КоФ) ГС РАН осуществляет мониторинг сейсмичности Кольского полуострова и прилегающих территорий, а также европейского сектора Арктики, включающего архипелаг Шпицберген. Для этого КоФ ГС РАН использует собственную сеть станций, а также станции норвежского сейсмологического агентства NORSTAR. Карта станций, используемых в рутинной обработке, представлена на рис. 1.

Приведенные на рис. 1 станции сильно отличаются друг от друга условиями установки. Часть пунктов наблюдения обустроена в сейсмопавильонах, где датчики установлены на цементных постаментах на поверхности земли (АРА, ВРВА, ВРВВ). Другие установлены в заглубленных бункерах (сейсмическая группа АР0) или же в специальных скважинах с заглублением в несколько метров (сейсмическая группа SPITS).

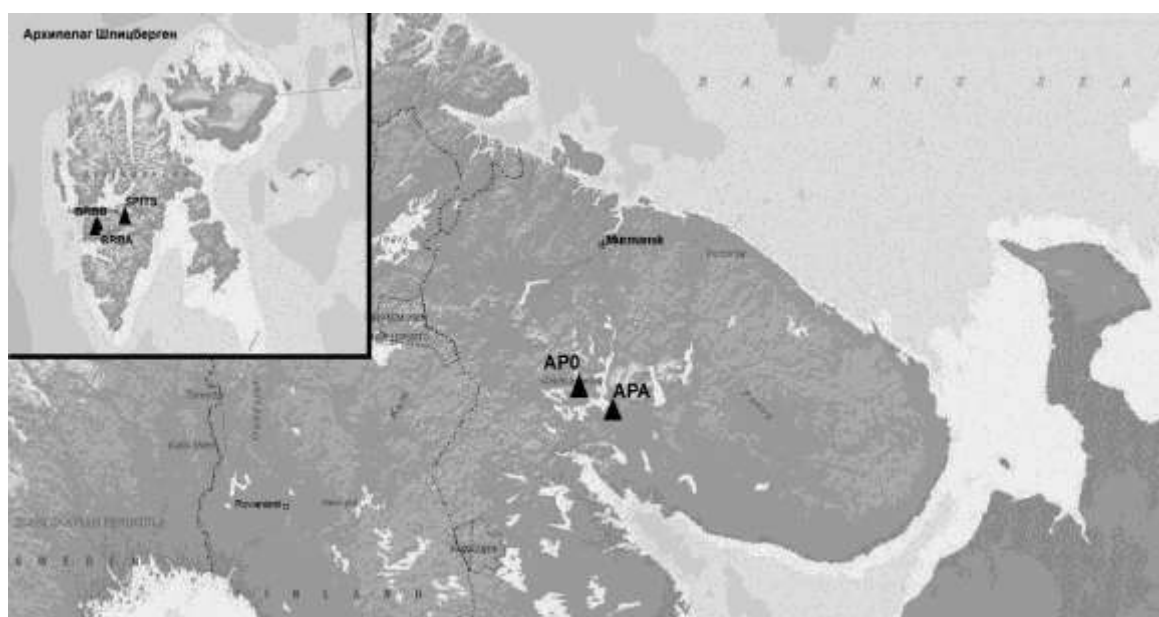


Рис. 1. Карта станций, используемых КоФ ГС РАН в рутинной обработке

Так же сильно разнятся места расположения станций: некоторые находятся непосредственно в черте населенных пунктов (АРА, ВРВА), в других же расстояние до ближайшего населенного пункта составляет десятки километров (АРО, SPITS). Ну и, конечно же, различаются динамические характеристики регистрирующих приборов, применяемых на станциях.

Все перечисленные факторы в той или иной степени определяют финальную картину фонового сейсмического шума и вклад в нее различных естественных (ветер, океанические волны) и антропогенных (человеческая деятельность, автомобильные и железные дороги, промышленность) источников и, как результат, оказывают влияние на разрешающую способность станции – ее возможности к регистрации слабых сейсмических событий.

### **Методология**

Для расчета спектральной плотности мощности (СПМ) сейсмических шумов нами была создана утилита, реализующая алгоритм вычисления СПМ, предложенный в [1].

1. Расчет производился для часовых фрагментов записей с заранее удаленными из них сейсмическими событиями.

2. Каждый из этих временных интервалов разбивался на  $N$  фрагментов длиной 8192 отсчета с 75%-ным перекрытием между фрагментами. Длина фрагментов ( $N$ ) в 8192 отсчета выбиралась из соображений необходимого количества отсчетов для выполнения быстрого преобразования Фурье (БПФ)  $N=2^n$ .

3. Из сейсмической записи удалялась нулевая постоянная, выражающаяся в присутствии на записи длиннопериодного линейного тренда.

4. К фрагментам записей применялось окно Хэмминга для сглаживания негативных эффектов применения БПФ, возникающих на краях интервалов записей.

5. Для каждого фрагмента записи рассчитывалась СПМ с последующим усреднением по всем фрагментам. СПМ вычисляется как квадрат амплитуды спектра Фурье, помноженный на нормировочный коэффициент:

$$\text{СПМ}_k = \frac{2\Delta t}{N} |Y_k|^2,$$

где  $Y_k$  –  $k$ -й отсчет спектра Фурье;  $N$  – количество исходных отсчетов каждого фрагмента;  $\Delta t$  – шаг по времени. Нормировочный коэффициент  $2\Delta t/N$  необходим для корректного сравнения вычисленной СПМ шума с модельными кривыми NLNM и NHNM [2].

6. Средняя СПМ делилась на частотную характеристику прибора, приведенную к ускорениям.

7. Для сравнения с модельными кривыми NLNM и NHNM единицы измерения амплитуды полученных оценок СПМ были переведены в децибелы ( $\text{дБ}$ ):

$$\text{СПМ}_{\text{дБ}} = 10 \cdot \lg \text{СПМ}.$$

### **Станция «Апатиты»**

Станция «Апатиты» (АРА) расположена в подвале здания КоФ ГС РАН. В качестве датчика используется широкополосный сейсмометр Guralp CMG-3ESP, обладающий плоской характеристикой в диапазоне от 60 с до 50 Гц. Датчик установлен на бетонный постамент, связанный со скальным основанием.

Кривые среднесуточной СПМ трех компонент станции АРА приведены на рис. 2 а. Как видно из рисунка, кривые всех трех компонент довольно схожи практически во всем частотном диапазоне, за исключением высоких частот  $T < 0.1$  с и очень низких частот  $T > 7$  с. Тот факт, что станция расположена, хоть и в тихом месте, но все же в черте города, обуславливает высокий уровень высокочастотного техногенного шума. На рис. 2 а заметен значительный рост кривых в диапазоне  $T < 0.3$  с. Значения спектральной плотности на этом участке составляют порядка 120 дБ, что практически на 20 дБ превышает значение СПМ в области более низких частот ( $T = 0.5 - 1$  с).

На рис. 2 б представлено сравнение двух кривых спектральной плотности шума, рассчитанных для вертикальной компоненты станции АРА для дневного и ночного времен суток. Характерно, что различие в этих двух кривых довольно незначительно даже в области техногенного шума ( $T < 0.3$  с). Исходя из анализа обработанных волновых форм, можно заключить, что основной вклад в техногенное зашумление станции вносят расположенные неподалеку предприятия с круглосуточным циклом производства.

### **Сейсмическая группа АР0**

Сейсмическая группа АР0 расположена в тихом месте в 18 км от г. Апатиты. Датчики – короткопериодные сейсмометры GS-1 производства OYO Geospace – установлены в заглубленных бункерах на скальное основание. Группа состоит из восьми вертикальных датчиков и одной трехкомпонентной станции в центре. Для сейсмических групп крайне важным является однотипность применяемого оборудования и высокая степень подобия данных, получаемых с каждого пункта. В этой связи анализ спектральных характеристик сейсмического шума представляет собой отличный инструмент контроля качества и однотипности регистрирующих каналов. На рис. 3 а приведены кривые для девяти вертикальных каналов сейсмической группы АР0. Два датчика имеют заметно более низкие значения СПМ в диапазоне 0.6–6 с. Это может свидетельствовать о технических неисправностях датчиков, либо быть вызвано некачественной установкой и требует дополнительного анализа. Однако в диапазоне частот, в котором регистрируется подавляющее большинство региональных событий ( $T = 0.1–0.6$  с), все кривые практически идентичны, разница не превышает 2 дБ.

Анализ вариаций интенсивности сейсмического шума в зависимости от времени суток показывает, что сейсмическая группа АР0, хоть и находится далеко за городом, все же подвержена влиянию техногенного шума в дневное время (рис. 3 б), источником которого, по-видимому, является автомобильная трасса. В диапазоне 0.05–1.5 с интенсивность плотности мощности шума в дневной период превышает интенсивность в ночной период на 8–10 дБ.

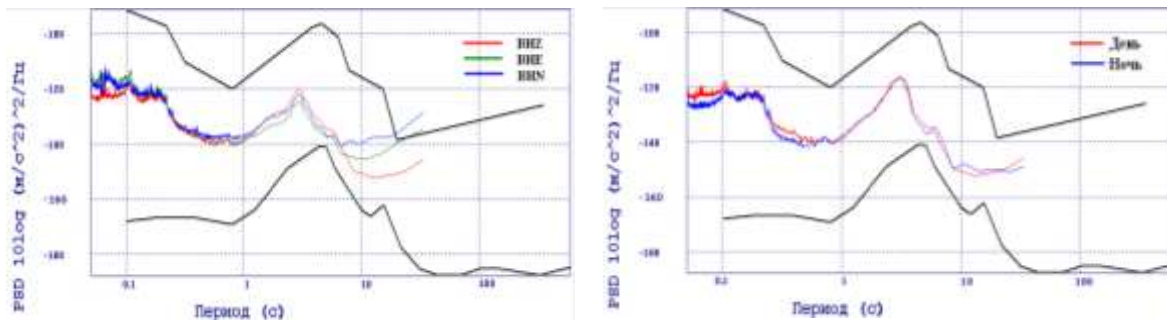
### **Станция BRBA**

Сейсмическая станция BRBA расположена в пос. Баренцбург на архипелаге Шпицберген в сейсмопавильоне, оснащенный бетонным постаментом, связанным со скальной породой. Регистрация ведется широкополосным трехкомпонентным сейсмометром Guralp CMG-3ESPC.

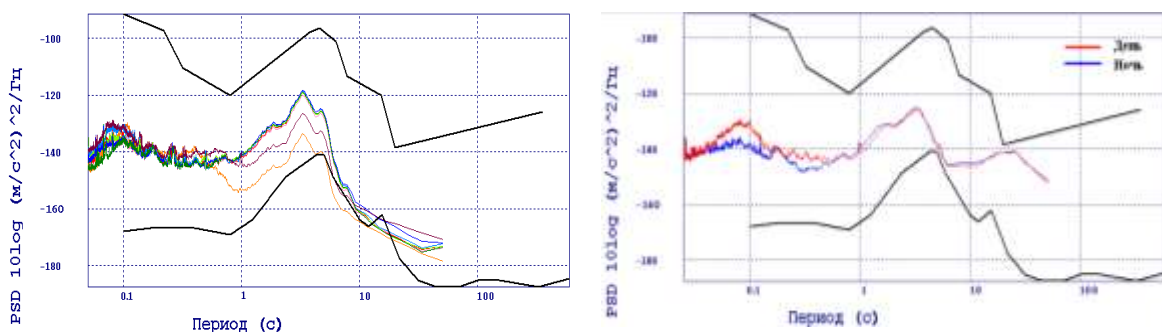
В 3 км от станции расположен действующий угледобывающий рудник. Работа станции BRBA нацелена на решение двух задач: мониторинг региональной сейсмичности и наблюдение за сейсмическими событиями в шахтном поле рудника и в его окрестностях. Однако соседство с действующим горнодобывающим производством не может не отразиться на зашумленности каналов станции. Так, на записях станции BRBA отчетливо выделяются периоды повышенной генерации помех в рабочие дни, длящиеся по несколько часов.

На рис. 4 б представлено сопоставление кривых СПМ для тихого периода работы станции (синяя линия) и периода активной генерации техногенной помехи (красная линия), рассчитанные для одного дня. Разница между значениями СПМ достигает 20 дБ на частоте 6 Гц.

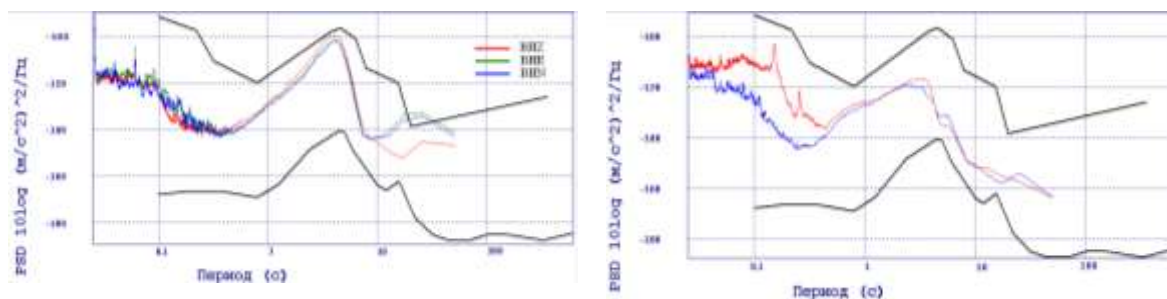
На рис. 4 а приведены кривые СПМ, рассчитанные для участков записей в «спокойные» периоды. Обращает на себя внимание фрагмент кривых в интервале 1–8 с, на котором значения спектральной плотности приближаются к модельной кривой NHNM. На данных частотах основной вклад в генерацию сейсмического фона вносят естественные микросейсмы, генерируемые в основном океаническими штормами. Основным источником микросейсм в западной части Северного полушария является Северная Атлантика. Поэтому высокие значения СПМ в указанном частотном диапазоне характерны для всех станций архипелага Шпицберген, однако они сильно варьируют от времени года (зима–лето).



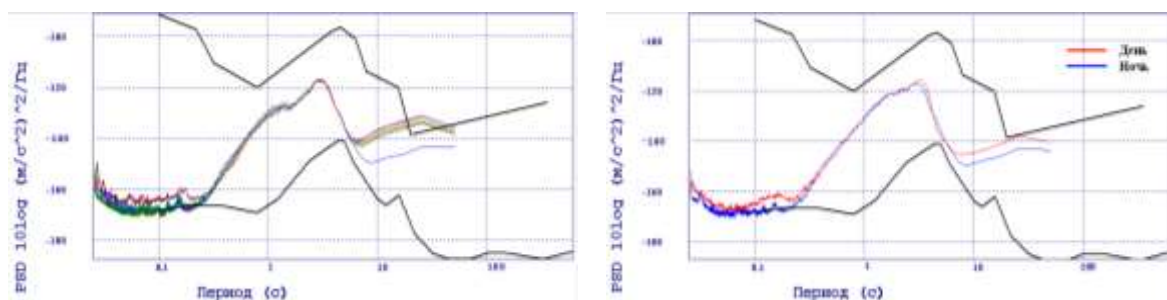
**Рис. 2.** Сравнение кривых СПМ, построенных для трех компонент станции АРА (а), сравнение СПМ шума для компоненты VHZ станции АРА для дневного и ночного времен суток (б)



**Рис. 3.** Сравнение кривых СПМ вертикальных каналов сейсмической группы АР0 (а), сравнение СПМ вертикальной компоненты центрального датчика группы АР0 для дневного и ночного времени суток (б)



**Рис. 4.** Сравнение кривых СПМ, построенных для трех компонент станции BRBA (а), иллюстрация дневных вариаций СПМ сейсмического шума на станции BRBA (б)



**Рис. 5.** Сравнение кривых СПМ вертикальных каналов сейсмической группы SPITS (а), сравнение СПМ вертикальной компоненты центрального датчика группы SPITS для дневного и ночного времени суток (б)

### **Станция BRBB**

Сейсмическая станция BRBB расположена в 3 км к северу от пос. Баренцбург, на берегу залива Ис-фьорд. Регистрация, так же, как и на станции BRBA, ведется широкополосным сейсмометром Guralp CMG-3ESPC, установленным на бетонный постамент, заглубленный в вечную мерзлоту до скальной породы. Ввиду того, что условия установки и используемое оборудование на станции BRBB практически идентичны станции BRBA, спектральные характеристики шума описываются подобными кривыми. Однако к техногенной зашумленности от работы угледобывающей шахты на станции BRBB добавляются помехи от прибойной волны, генерируемые в штормовые дни, так как расстояние от станции до береговой линии не превышает 1.5 км.

### **Сейсмическая группа SPITS**

Сейсмическая группа SPITS принадлежит норвежскому сейсмологическому агентству NORSAR, однако КоФ ГС РАН в рамках двустороннего сотрудничества имеет прямой доступ к данным этой группы и использует их, наряду с данными собственных станций, для проведения непрерывного мониторинга.

Сейсмическая группа SPITS состоит из девяти сейсмометров Guralp CMG-3TB, имеющих плоскую частотную характеристику для ускорений. Из девяти сенсоров шесть – трехкомпонентные, а три – вертикальные датчики. Все датчики установлены в скважины с заглублением 6 м. Расположена группа в очень тихом месте, в 15 км к востоку-юго-востоку от пос. Лонгьер.

Как видно из графиков, приведенных на рис. 5, сейсмическая группа SPITS является очень тихой на участке  $<0.25$  с, кривые СПМ проходят по самой линии модели низкого шума NLNM. Однако далее, с увеличением периода колебаний, значения СПМ резко возрастают и в области штормовых микросейсм кривые приближаются уже к модельной линии высокого шума NHNM. Как указывалось выше, причиной тому, по большей части, является географическое расположение станции.

Сравнение всех вертикальных каналов группы (рис. 5 а) показывает их практически полную идентичность, за исключением одного канала, имеющего максимальное расхождение в 2 дБ на частоте 6 Гц. Так как станция удалена от источников антропогенного шума, то и суточные вариации СПМ довольно незначительны – в диапазоне 0.08–0.35 с разница между дневными и ночными значениями спектральной плотности шума не превышает 4 дБ (рис. 5 б).

### **Заключение**

В работе проанализированы усредненные спектры плотности мощности сейсмических шумов станций, используемых в рутинной обработке КоФ ГС РАН. Для этого была создана программа, работающая с форматами, применяемыми в КоФ ГС РАН, и рассчитывающая СПМ шума.

Полученные оценки позволяют заключить, что все станции по уровню фонового шума укладываются в диапазон, определенный эмпирическими моделями NLNM и NHNM. Проанализированы суточные вариации спектральной плотности шума, выявлены станции, особо подверженные техногенному зашумлению в дневное время.

Анализ кривых СПМ сейсмической группы АР0 позволил выявить неполадки в работе двух вертикальных каналов. По результатам проведенных работ данный метод контроля за однотипностью записей каналов сейсмических групп принят к рутинному применению в КоФ ГС РАН.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. *Peterson J.* Observation and modeling of seismic background noise // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 93-322. – 1993. – P. 1–95.
2. *McNamara D.E., Buland R.P.* Ambient noise levels in the continental United States // Bull. Seism. Soc. Amer. – 2004. – V. 94, N 4. – P. 1517–1527.

## ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА О. ЗЕМЛЯ АЛЕКСАНДРЫ АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА

<sup>1,2</sup>В.И. Французова, <sup>1</sup>К.Б. Данилов

<sup>1</sup>Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск

<sup>2</sup>ГС РАН, г. Архангельск

**Аннотация.** Показано, что осадочный чехол острова Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа имеет гетерогенную структуру, сформировавшуюся в результате всплывания из литосферы суперплюма, выраженную перемежающимися низко- и высокоскоростными зонами, заполненными породами высокой и низкой плотности.

**Abstract.** It is shown that the sedimentary cover of Alexandra Island of the archipelago of Franz Josef Land has a heterogeneous structure formed as a result of the buoyancy of the lithosphere superplume.

Для Арктической зоны детальное сейсмическое обследование земной коры чрезвычайно важно, учитывая перспективность на добычу здесь углеводородов и многочисленных других минеральных ресурсов. Как правило, для решения поставленных задач использование традиционных и довольно дорогих геофизических и сейсмических методов (ГСЗ) не позволяет получать сведения о строении среды с хорошим разрешением. В этой связи для получения более детальных данных о структуре земной коры весьма перспективным представлялось воспользоваться методом микросейсмического зондирования (ММЗ) [1]. По мнению разработчиков, метод позволяет получать достаточно точную информацию о строении геологической среды. Кроме того, в связи с использованием поля микросейсм, постоянно присутствующего на земной поверхности, реализация метода не требует значительных финансовых затрат. Адаптация метода к условиям Севера Русской плиты выполнялась в процессе исследования структуры земной коры на профилях в г. Архангельске и на Онежском полуострове [2]. В этот период была откорректирована методика и разработано программное обеспечение «ДАК» для обработки данных ММЗ [3].

Обработка данных измерений микросейсмического поля выполнялась с помощью процедуры, состоящей из нескольких этапов [1, 4]: расчет спектров и построение карты интенсивности микросейсмического сигнала для каждой частоты спектра; привязка полученной карты к глубине с помощью соотношения  $H(f) = KV_R(f)/f$ , где  $H(f)$  – глубина слоя, для которого строится изображение,  $V_R(f)$  – фазовая скорость волны,  $f$  – частота в спектре микросейсмического сигнала,  $K$  – численный коэффициент, приблизительно равный 0.4–0.5. По результатам обработки строилась диаграмма распределения относительной интенсивности микросейсм в децибелах (Дб) вдоль профиля и по глубине. Данное распределение отражает относительное изменение скоростных характеристик среды. Зоны с пониженной интенсивностью микросейсм определяют участки с повышенными скоростными свойствами, а зоны с повышенной интенсивностью – участки пониженных скоростей [1, 4]. Для минимизации искажающего влияния, обусловленного случайным характером микросейсмического поля, проводится накопление сигнала и отбраковка записей, не пригодных для обработки по спектральным характеристикам и волновым формам. Это позволяет получить записи, представленные преимущественно волнами Релея.



В настоящей работе метод микросейсмического зондирования используется для обнаружения нарушений на территории мыса Нагурского Земли Александры вблизи полярной станции.

Земля Александры – один из островов архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), располагающаяся на материковой отмели в пределах координат 80.6–80.8°N, 44–49°E, является платформенной территорией с осадочным чехлом и платформенным типом тектоники.

Деструктивные зоны в пределах Земли Франца-Иосифа, бассейнов Святой Анны, Северо-Баренцева, а также окружающих о. Шпицберген с востока, юго-востока и юга рифтах и грабенах обусловлены всплывающим плюмом, приведшим к растрескиванию литосферы и образованию полосы структур растяжения, реанимированных в границах уже существовавших глубоких рифтовых прогибов. Активный базальтоидный магматизм продолжался на континентальных окраинах Арктики в интервалах от 110 до 100 млн лет [5, 6].

Фундамент региона имеет блоковое гетерогенное строение. Глубина залегания кровли фундамента – 2–3 км. Выявлена расслоенность консолидированной коры. В осадочном чехле распространены терригенно-карбонатные породы, залегающие на сиалическом основании [5, 6]. Пробуренные АМНГРЭ в 1970-х гг. на Земле Франца-Иосифа три параметрических скважины глубиной от 3204 до 3256 м вскрыли протерозойский складчатый фундамент на северной окраине шельфовой плиты [7].

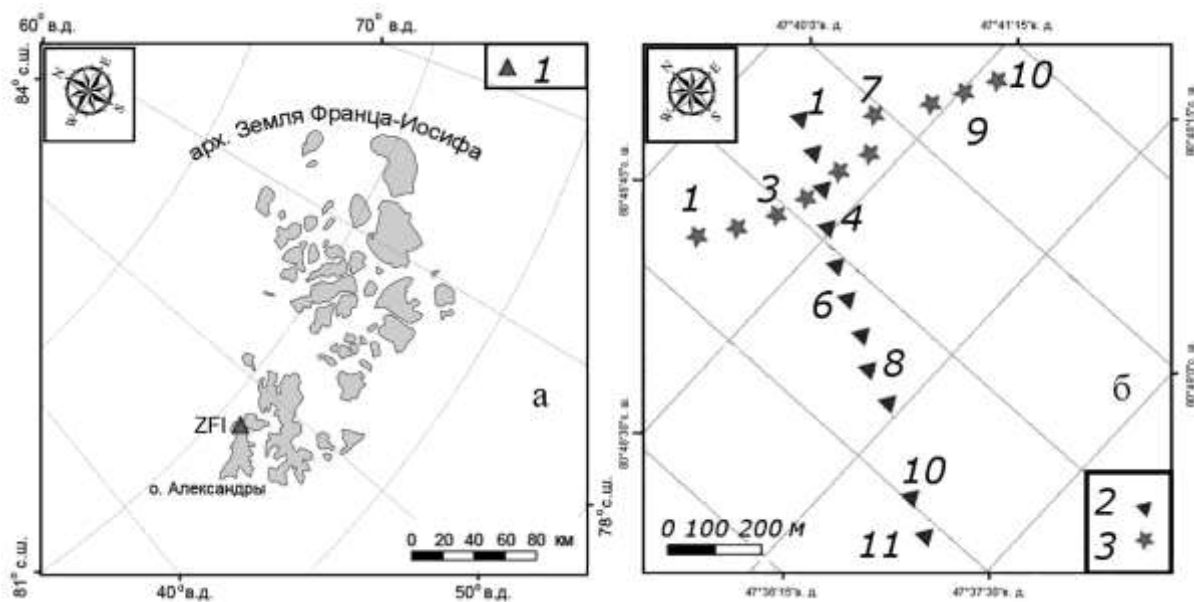
В триасовой части разреза архипелага Земля Франца-Иосифа предполагается обнаружение в основном структурных тектонически экранированных ловушек. В данной части разреза экранами могут служить как разрывные нарушения, так и интрузивные тела (дайки, штоки и силлы). Коллекторами в этой части разреза являются песчано-алевритовые и туфогенно-вулканогенные породы, слагающие эти силлы, дайки и штоки. Тип коллектора, вероятнее всего, – порово-трещинный.

Для зоны Земли Франца-Иосифа характерно битумопроявление, связанное с латеральной миграцией УВ-флюидов из более погруженных частей нефтегазовых бассейнов. Преобладающая часть состава изученных битумопроявлений состоит из вязких и твердых природных битумов [8].

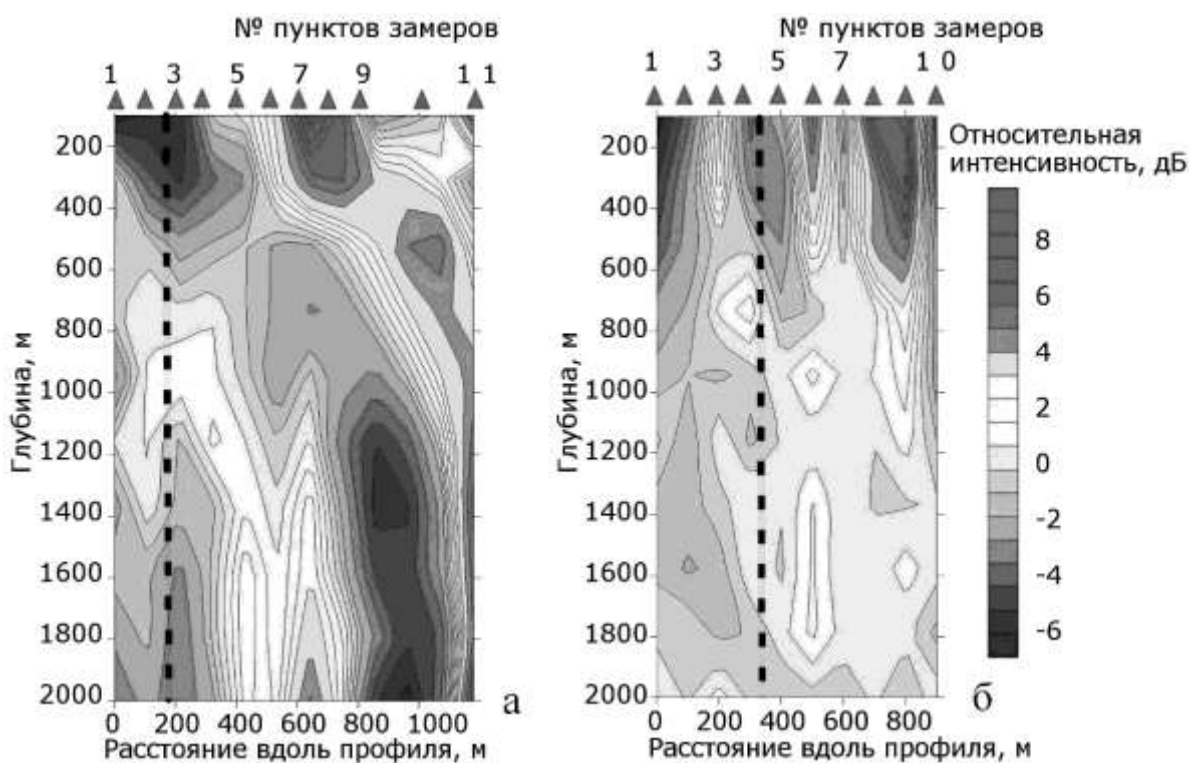
По данным бурения скважины «Нагурская» был выявлен ряд преломляющих горизонтов в осадочном чехле: слой K1 на глубинах 0–0.5 км – скорость 1.47 км/с; слой T2 – глубины 0.6–1.0 км – скорость 3.0 км/с; T1 – глубины 1.1–1.5 км – скорость 3.3–4.5 км/с; C – глубины 1.6–2.2 км – скорость 5.3 км/с; PR<sub>2</sub> – глубины 2.3–2.9 км – скорость 5.4–5.5 км/с.

Измерения микросейсм проводились на острове Земля Александры в течение двух лет: в 2011 г. – по профилю № 1, в 2012 г. – по профилю № 2 (рис. 1). Длина профилей составляла, соответственно, 1180 и 900 м. Расстояние между пунктами измерения – 100–200 м. Время регистрации микросейсм в каждом пункте – 1.5–3 часа. Использовались сейсмостанции CMG-6TD (24-разрядный АЦП, частотный диапазон – 0.03–100 Гц, чувствительность – 2500 В/с/м), регистратор GSR-24 с датчиками CMG-40T и регистратор UGRA-54 с датчиками CM-3KB. В качестве опорной использовалась сейсмостанция CMG-6TD и регистратор GSR-24 с датчиком CMG-40T.

Результаты обработки измерений микросейсмического поля представлены на рис. 2 а, б в виде диаграмм распределения относительных интенсивностей фундаментальной моды волн Релея вдоль профиля и по глубине. Анализ диаграмм показывает, что осадочный чехол о. Земля Александры в районе мыса Нагурского гетерогенен, включает ряд нарушений разного генезиса. В частности, наличие на картах профилей № 1 и № 2 протяженных низкоскоростных и высокоскоростных зон свидетельствует, что низкочастотные зоны, вероятно, представляют структуры растяжения, обусловленные всплывающим суперплюмом, как указывается в [9].



**Рис. 1.** Карта архипелага Земля Франца-Иосифа с пунктами замеров: а – на архипелаге Земля Франца-Иосифа; б – профили с пунктами замеров микросейсм; 1 – пункт проведения работ; 2 – профиль № 1; 3 – профиль № 2



**Рис. 2.** Диаграмма распределения относительной интенсивности микросейсм вдоль профилей № 1 (а) и № 2 (б). Пунктир – линия пересечения профилей № 1 и 2

Растяжение структур земной коры сопровождается проникновением через ослабленные зоны тел долеритов и другого магматического вещества. При этом низкоскоростные зоны в пределах осадочного слоя, скорее всего, являются отражением процесса битумонакопления, открытого во время экспедиционных работ в этом районе, обусловленным латеральной миграцией УВ-флюидов из более погруженных частей нефтегазовых бассейнов [10].

Например, низкоскоростная зона, представленная двумя участками на глубинах от 2000 до 1300–1500 м (профиль № 1), похожа по конфигурации «на ловушки» вещества с малой плотностью. А аномальная зона западной части профиля, выраженная широкой полосой высокоскоростного участка на этом профиле, протягивающаяся с глубин 2000 м и до самой поверхности осадочного чехла, возможно, обусловлена наличием интрузий дайкового типа и других вулканических пород. Скорее всего, они располагаются и на больших глубинах. На основании имеющихся геофизических данных, полученных при обследовании западной части ЗФИ, можно предположить, что наблюдаемые аномальные зоны обусловлены наличием интрузий дайкового типа, возникших, по всей вероятности, в результате активности самого молодого этапа магматизма. На диаграмме профиля № 1, кроме того, в пределах расстояний от 500 до 1100 м видна скошенная и пронизывающая весь осадочный чехол (от поверхности до 2000 м) резко выраженная низкоскоростная зона, представляющая, по всей вероятности, либо разлом, либо нарушение. Это может подтверждаться геофизическими данными, полученными по результатам бурения скважины «Нагурская», выявившими ряд преломляющих границ в осадочном чехле [7], поскольку на глубинах 0.5–1.0 км сейсмического разреза отмечается резкий перепад скоростей продольных волн с 1.47 до 3.0 км/с. Здесь также отмечаются преимущественно близповерхностные перемежающиеся высоко- и низкоскоростные зоны. Зоны похожи на «ловушки» с накопленным материалом плотных пород в высокоскоростных и менее плотных пород – в низкоскоростных зонах. Обращает на себя внимание наклон выделенных структур к северу на глубинах до 1.0 км. На больших глубинах выделяемые зоны – субвертикальные. В субширотном направлении наклонных структур не выделяется. Можно сделать вывод о субширотной направленности основных структур верхней части земной коры с наклоном к северу на глубинах до 1 км.

На профиле № 2 наблюдаются преимущественно поверхностные перемежающиеся высоко- и низкоскоростные зоны, образовавшиеся, по-видимому, в результате расщепления земной коры. Зоны похожи на «ловушки», заполненные плотными породами в высокоскоростных и менее плотными породами – в низкоскоростных зонах.

Таким образом, результаты использования метода ММЗ для просвечивания верхней части земной коры даже на очень коротких профилях на мысе Нагурского позволили получить представление о строении осадочного чехла о. Земля Александры, подтверждаемое известными геолого-геофизическими данными. При дальнейшем, более широком, фронте экспедиционных работ, проводимых в настоящее время в Арктике, метод может применяться для сейсмического картирования территории как при поиске мест сосредоточения полезных ископаемых, так и при исследовании структуры верхней части земной коры. Вместе с тем следует отметить, что суровые условия на северных территориях (малая доступность из-за сложной ледовой обстановки) сильно тормозят проведение экспедиционных работ на более обширных площадях.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Горбатилов А.В., Цуканов А.А.* Моделирование волн Релея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования // *Физика Земли.* – 2011. – № 4. – С. 96–112.
2. *Французова В.И., Макаров В.И., Данилов К.Б., Горбатилов А.В.* Низкочастотное просвечивание земной коры Севера Русской плиты с использованием фоновых микросейсм // *Проблемы сейсмогеологии.* Материалы Всероссийской конференции с международным участием. – М.: ИФЗ РАН, 2011. – С. 511–515.

3. **Попов Д.В., Данилов К.Б., Иванова Е.В.** Использование оригинального программного комплекса ДАК для обработки цифровых записей микросейсм // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Шестой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – С. 263–266.
4. **Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Кораблёв Г.Е.** Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование с помощью микросейсм // Физика Земли. – 2008. – № 7. – С. 66–84.
5. **Зоненшайн Л.П., Натанов Л.М.** Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. – М.: Наука, 1987. – С. 31–57.
6. **Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Каминский В.Д., Лобковский Л.И., Шипилов Э.В.** Геодинамика Центральной и Восточной Арктики // Материалы совместного заседания совета РАН по координации деятельности региональных отделений и региональных научных центров РАН и научного совета РАН по изучению Арктики и Антарктики. – Екатеринбург: УрО РАН, 2010. – С. 41–58.
7. **Шкатов Е.П., Старк А.Г., Безруков В.М., Винокуров И.Ю.** К вопросу о перспективах нефтегазоносности северных областей Баренцево-Карского шельфа (желоб Франц-Виктория) // Геология нефти и газа. – 2001. – № 4.
8. **Клубов Б.А., Острой А.С.** О первых находках природных битумов на Земле Франца-Иосифа // ДАН. – 1995. – Т. 342, № 6. – С. 785–788; Т. 426, № 3. – С. 1–4.
9. **Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., Матишов Г.Г.** Баренцевско-амеразийский юрско-меловой суперплюм и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана // ДАН. – 2009. – Т. 426, № 3. – С. 369–372.
10. **Клубов Б.А., Rogozina Е.А., Шкатов Е.П.** Геохимические предпосылки нефтегазоносности акваториальной части архипелага Земля Франца-Иосифа // Геология нефти и газа. – 1999. – № 5–6. – С. 46–50.

## ОЦЕНКА РЕГИСТРАЦИОННЫХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ЗАПОЛЯРНОЙ СТАНЦИИ «АМДЕРМА»

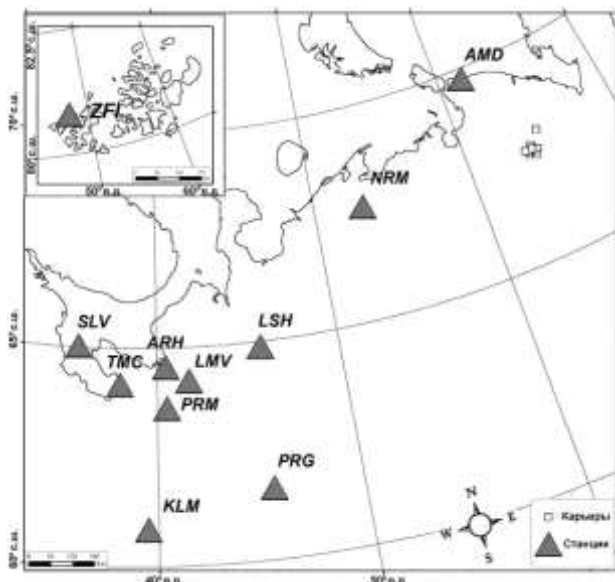
<sup>1,2</sup>В.И. Французова, <sup>1,2</sup>Я.В. Конечная, <sup>1,2</sup>Е.В. Иванова  
<sup>1</sup>ГС РАН, г. Архангельск

<sup>2</sup>Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск

**Аннотация.** Показано, что включение записей вновь открытой станции «Амдерма» в сводную обработку позволяет существенно повысить точность определения параметров сейсмических событий, происходящих в Арктическом и Приарктическом регионах, выявлять сейсмические события различной природы на территории Полярного Урала и в северо-восточной части Архангельской области.

**Abstract.** It is shown that the inclusion of the newly opened station records "Amderma" in the consolidated processing can significantly improve the accuracy of determining the parameters of seismic events occurring in the Arctic and Subarctic regions, detect seismic events of different nature in the Polar Urals and in the north-eastern part of the region.

В западном секторе Российской Арктики проводились рекогносцировочные наблюдения временными пунктами на островах архипелага Земля Франца-Иосифа (с 1957 по 1992 г.) и в пос. Амдерма (с 1962 по 1964 г., с 1983 по 1986 г. и с 1994 по 2003 г.). В 1993 г. была проведена модернизация сейсмостанции «Амдерма» – вместо аналоговой станции была развернута микросейсмическая группа с апертурой около 100 м [1].



**Рис. 1.** Современное расположение сейсмических станций Архангельской сети и карьеров Воркутинского горнопромышленного узла

В ноябре 2010 г. в составе Архангельской сети, независимо от пункта предыдущих сейсмических наблюдений Кольского научного центра, была запущена в тестовую эксплуатацию заполярная стационарная сейсмическая станция «Амдерма» (код в сети AMD, координаты  $\varphi=69.76^{\circ}\text{N}$  и  $\lambda=61.68^{\circ}\text{E}$ ) [2].

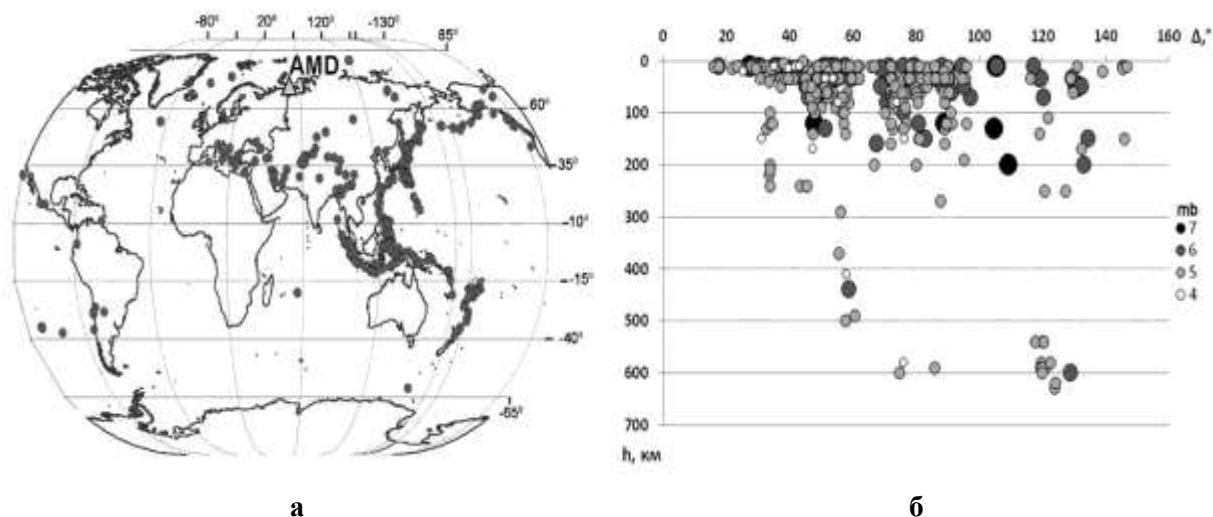
Первоначально станция «Амдерма» была оснащена комплектом широкополосных датчиков, что позволило оценить уровень естественных низкочастотных микросейсм в пункте установки [2]. Позже, в 2012 г., аппаратура станции была заменена на короткопериодную (датчики CMG-40T производства Guralp Systems Ltd, Англия, и регистратор GSR-24 производства GeoSIG-LTD, Швейцария) по причине сложности эксплуатации датчика с высокой чувствительностью в труднодоступном населенном пункте и сложных условий окружающей среды. Функционирование пункта сейсмических наблюдений в пос. Амдерма позволяет решать ряд важных научных и практических задач.

Проведена оценка возможностей станции AMD по регистрации телесеismicких землетрясений. Для рассмотрения был взят период практически непрерывного функционирования короткопериодного комплекта датчиков – с сентября 2012 г. по февраль 2013 года.

Всего за указанный период было зарегистрировано около 350 землетрясений, или 25% от общего числа событий из каталога ССД ГС РАН (<http://www.ceme.gsras.ru/>). По количеству зарегистрированных землетрясений станция AMD соответствует таким станциям Архангельской сети, как «Тамица», «Соловки» и «Пермилово». В силу оснащённости станции короткопериодными датчиками и повышенной зашумленности записи, она уступает широкополосным станциям «Климовская» и «Лешуконское», которые регистрируют около 50% землетрясений из каталога ССД ГС РАН.

Отметим, что для выделения телесеismicкого события на записях станции AMD предпочтительнее использование фильтра 1.5–3.0 Гц.

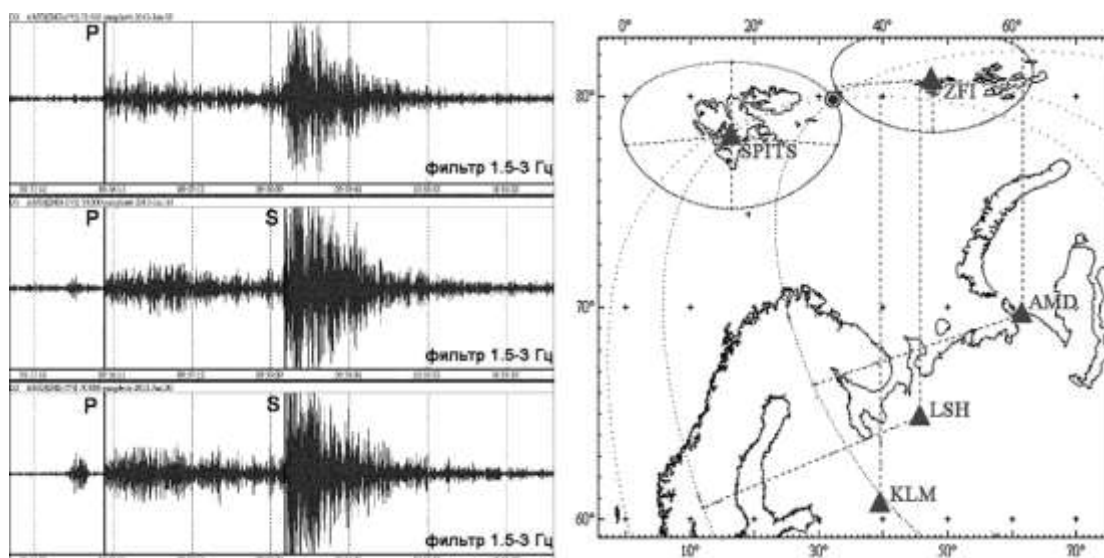
На рис. 2 представлены карта зарегистрированных за рассмотренный период станцией «Амдерма» землетрясений и диаграмма распределения событий по глубине и магнитуде с эпицентральным расстоянием. Согласно карте, цепочка эпицентров оконтуривает основные сейсмоактивные зоны земного шара, что свидетельствует об отсутствии зоны «тени» для сейсмостанции AMD.



**Рис. 2. Результаты регистрации телесеismicких землетрясений станцией «Амдерма»: а – карта эпицентров зарегистрированных событий; б – диаграмма распределения сейсмических событий по глубине и магнитуде с эпицентральным расстоянием**

Сильные события с  $m_b \geq 6.0$  регистрируются в полном объеме вне зависимости от эпицентрального расстояния и глубины. При этом на записях выделяются не только первые вступления, но и вторичные фазы (*S*, *pP*, *PcP*, *PP* и др.), особенно в случае значительных глубин очагов. Следует отметить достаточно уверенную регистрацию землетрясений не только со средних эпицентральных расстояний, но и с далеких ( $\Delta \geq 120^\circ$ ). При этом уровень магнитуды для далеких и глубоких землетрясений является достаточно низким –  $m_b \geq 5.0$  (рис. 2 б). На фильтрованных записях при этом выделяются вторичные фазы продольных волн. Таким образом, в целом по качеству регистрации мировых землетрясений станция «Амдерма» практически не уступает другим станциям сети.

При регистрации региональных землетрясений на записях сейсмостанции AMD в основном выделяются землетрясения Арктического региона. Так, за период с сентября 2012 г. по март 2013 г. на сейсмограммах было выявлено около 20 землетрясений из Арктики с магнитудами  $ML \geq 3.2$ . На рис. 3 приведен пример волновых форм станции AMD и фрагмент совокупной обработки землетрясения в районе желоба Франц-Виктория, произошедшего 30 января 2013 г. с  $ML=4.0$ .



**Рис. 3. Сейсмические записи станции «Амдерма» и фрагмент сводной обработки Арктического землетрясения 30 января 2013 г. ( $t_0=09:53:14.5$ ,  $M_L=4.0$ )**

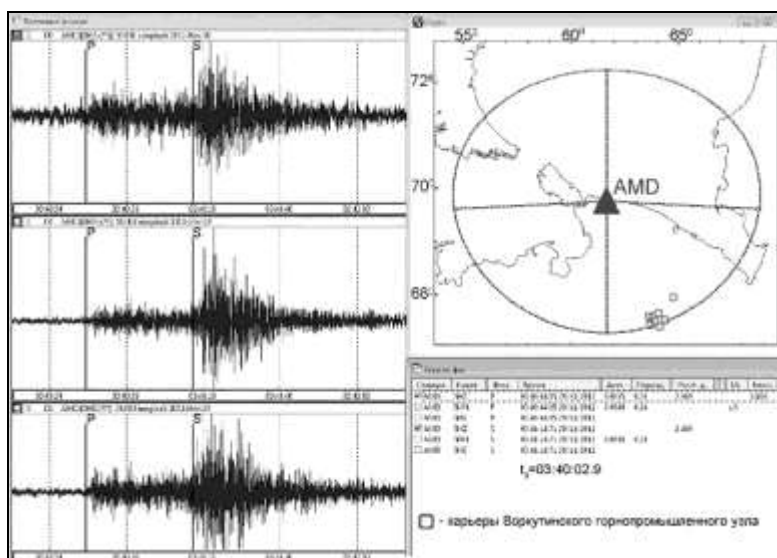
Очевидно, что, по сравнению с сейсмическими станциями «Климовская» и «Лешуконское», использование записей AMD в совместной обработке существенно улучшает локацию эпицентра за счет выгодного расположения станции и относительной близости к очагам землетрясений. Вообще, до установки заполярных станций велась регистрация и обработка лишь наиболее сильных арктических землетрясений [3]. С введением в эксплуатацию сейсмической станции «Амдерма» существенно улучшилась ситуация по обработке землетрясений из районов архипелагов Новая Земля и Земля Франца-Иосифа. При этом расширилась зона сейсмического контроля на территории Ненецкого автономного округа и Полярного Урала.

Записи AMD представляют также большой интерес с точки зрения мониторинга естественных и техногенных событий, происходящих в прибрежной зоне Карского и Баренцева морей. Так, 24 декабря 2013 г. ( $t_0=06:22:39.1$ ) произошло землетрясение с  $m_b=4.0$  на Полярном Урале, южнее г. Воркуты. На сейсмической станции AMD, ближайшей к эпицентру землетрясения ( $\Delta=3.3^\circ$ ), получены записи хорошего качества, обработка которых проводилась без применения фильтрации.

Наличие в 250 км от пос. Амдерма Воркутинского горнопромышленного узла обусловило регистрацию сейсмической станцией AMD большого количества промышленных взрывов. В среднем в месяц станция регистрирует несколько десятков взрывов с магнитудами от 1.0 до 2.2 (пример записи одного из них приведен на рис. 4).

Большая часть зарегистрированных взрывов предположительно производится в одном карьере, находящемся на эпицентральной расстоянии  $2.4^\circ$ . Для остальных взрывов значения эпицентральных расстояний составляют  $2.6$  и  $2.7^\circ$ . Интересно отметить, что за период функционирования станции AMD зарегистрировано два слабых сейсмических события с магнитудой около 1.0, источники которых предположительно отнесены к функционирующему в 60 км от г. Воркута военному полигону под условным названием «Пембой». Из-за большой удаленности и малых значений магнитуд данные события, равно как и промышленные взрывы из Воркутинского горнопромышленного узла, не регистрируются другими станциями сети.

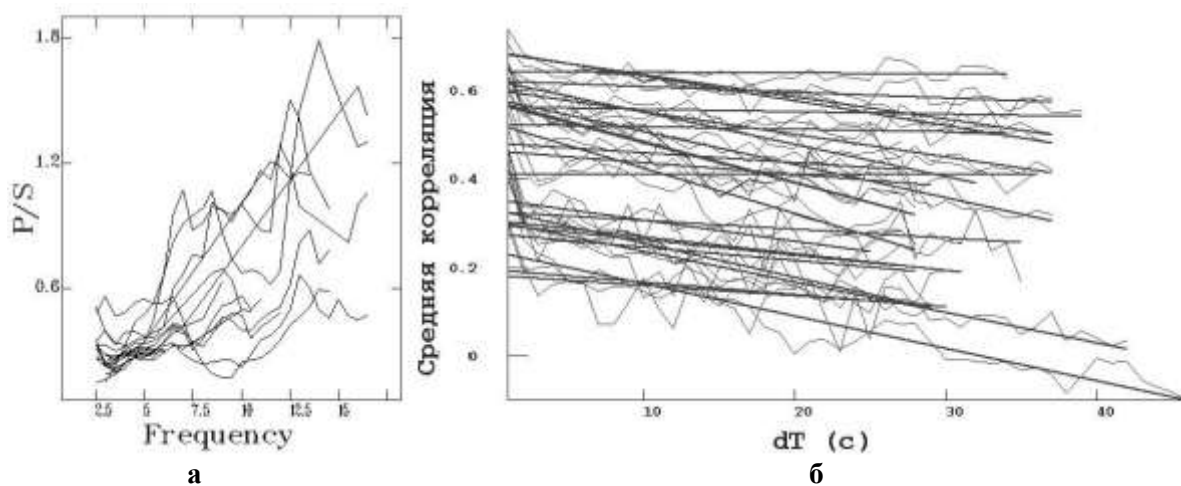
Для промышленных взрывов по записям станции AMD был первоначально опробован способ идентификации техногенных событий, разработанный нами [4], однако он срабатывал в данном районе недостаточно эффективно. Тогда была сделана попытка использовать для опознания алгоритмы, разработанные в Кольском филиале ГС РАН и реализованные в программах PSRatio, Spec [5, 6].



**Рис. 4.** Волновые формы и фрагмент обработки локального сейсмического события, зарегистрированного станцией «Амдерма» 29 ноября 2012 г. ( $t_0=03:40:02.9$ ,  $ML=2.2$ )

Выбор методики определялся тем обстоятельством, что районы близ Воркуты и Апатит в некотором смысле близки как по тектонике (Балтийский щит – хр. Пай-Хой), так и по технологии проведения горнопромышленных работ. Методика распознавания взрывов КоФ ГС РАН основана на анализе средних амплитуд волн  $P$  и  $S$  и на оценке средних корреляций спектров волн и рассчитанного по ним коэффициента линейной регрессии в формуле  $A(t)=a+bt$ .

Исследование отношения средних амплитуд волн  $P$  и  $S$  для выборки из 20 наиболее качественных записей промышленных взрывов из Воркутинского горнопромышленного узла позволило определить в первом приближении диапазон значений отношений  $P/S$  в пределах 0.3–1.8 (рис. 5 а). Для этой же выборки диапазон значений параметра  $a$  составил 0.18–0.65 (рис. 5 б).



**Рис. 5.** Отношение средних амплитуд волн  $P$  и  $S$  (а) и характер изменения спектра во времени (б) для промышленных взрывов, зарегистрированных станцией AMD

Помимо сейсмических событий, записи станции содержат группы микросейсмических колебаний, которые могут быть интерпретированы как проявление техногенных и антропогенных помех, инициируемых хозяйственной деятельностью вблизи сейсмологического пункта (строительство новой школы), а также природными факторами (морозобойные удары, вызываемые резким понижением температуры воздуха на прилегающей акватории, влияние особо интенсивной ветровой нагрузки от ветра южного и юго-западного направлений на близлежащие объекты).



Интересной особенностью записей AMD, как заполярной станции, оказывается наличие сезонности в количестве и качестве регистрации событий. По результатам рассмотренного периода наблюдений есть основания полагать, что с появлением снежного покрова и установлением стабильно низких температур количество и качество регистрируемых сейсмических событий возрастает.

Подобная ситуация наблюдается также на заполярной станции «Земля Франца-Иосифа» [7]. Предположительно так проявляется реакция вечномерзлых арктических грунтов на формирование микросейсмического поля. Дальнейшее накопление данных станции позволит исследовать более подробно влияние вечной мерзлоты на характер изменения характеристик грунтов и их проявлений в сейсмичности.

Таким образом, анализ данных сейсмостанции «Амдерма» показывает, что включение информации в систему обработки данных Архангельской сети повышает точность определения параметров эпицентров как телесейсмических, так и региональных землетрясений; предоставляет материал для изучения техногенной сейсмичности от множества карьеров и горных предприятий по добыче полезных ископаемых в пределах горнодобывающей части Архангельской области и Урала; позволяет проанализировать микросейсмические шумы от различных источников.

В свою очередь, помимо того, что данные этой станции повышают эффективность сейсмологического мониторинга Арктического сектора, база накопленных волновых форм будет способствовать решению фундаментальных задач исследования глубинного строения литосферы в малоизученном до сих пор районе Архангельской области.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Виноградов А.Н., Виноградов Ю.А., Кременецкая Е.О., Петров С.И.** Формирование системы сейсмологического и инфразвукового мониторинга в Западной Арктике в XX в. и перспективы ее дальнейшего развития // Вестник КНЦ РАН. – 2012. – № 4. – С. 145–163.
2. **Юдахин Ф.Н., Конечная Я.В.** Первые результаты эксплуатации сейсмической станции «Амдерма» в составе Архангельской сети // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Шестой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – С. 376–380.
3. **Юдахин Ф.Н., Французова В.И.** Сейсмичность и сейсмические волновые поля севера Русской плиты и западного сегмента Арктики по наблюдениям Архангельской сети // Сейсмологические исследования в арктических и приарктических регионах / Под ред. чл.-корр. РАН Ф.Н. Юдахина. – Екатеринбург: УрО РАН, 2011. – С. 30–41.
4. **Французова В.И., Николаев А.Н., Морозов А.Н.** Идентификация промышленных взрывов по данным региональной сейсмометрии в Архангельской области // Геоэкология. – 2010. – № 5. – С. 433–445.
5. **Кольский филиал Геофизической службы РАН.** Использование отношения  $P/S$  для отличия взрывов от землетрясений [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://krsc.ru/defds.htm>.
6. **Asming V.E., Kremenetskaya E.O.** Study of applicability of  $P/S$  ratio criterion for discrimination of regional earthquakes and explosions in North-Western area, observed characteristics of regional seismic phases and implications for  $P/S$  discrimination in the European Arctic // Pure Appl. Geophys. – 2002. – V. 159.
7. **Данилов А.В.** Микросейсмические исследования архипелага Земля Франца-Иосифа // Четырнадцатая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник научных материалов. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2013. – С. 83–87.

# СИСТЕМА ПРОВЕРКИ КАЧЕСТВА РАБОТЫ КАНАЛОВ ЦСС В БАЙКАЛЬСКОМ ФИЛИАЛЕ ГС СО РАН

М.А. Хригова, Н.А. Гилёва  
*Байкальский филиал ГС СО РАН, г. Иркутск*

**Аннотация.** Рассмотрена методика проверки качества работы каналов цифровых сейсмических станций Байкальского филиала ГС СО РАН. Представлены примеры функционирования программы «Check Agent», осуществляющей анализ качества работы каналов ЦСС.

**Abstract.** This paper describes checking procedure of working channels of digital seismic stations of Baikal Branch of the Geophysical Survey SB RAS. Operation results of software "Check Agent" used for analyze the performance of channels of digital seismic stations.

## Введение

Байкальская региональная сейсмическая сеть в 2013 г. насчитывает 25 сейсмических станций. В настоящее время региональные сейсмические наблюдения на станциях Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН (БФ ГС СО РАН) осуществляются цифровыми сейсмическими станциями (ЦСС) «Байкал-11, МС». Большинство ЦСС (23 станции) имеют три короткопериодных сейсмометрических канала (NS, EW, Z) повышенной чувствительности, регистрирующие скорости колебаний (сейсмометры СМ-3, СМ-3КВ) примерно от 0.01–0.1 до 100–1000  $мкм/с$ , и три грубых канала (NSg, EWg, Zg), регистрирующие ускорения от 50–500 до 100–250  $см/с^2$  (сейсмометры ОСП-2М). Частота дискретизации – 0.01 Гц [1].

Все ЦСС регулярно, в среднем раз в два года, калибруются. Амплитудно-частотные характеристики цифровых сейсмометрических каналов (сейсмометр СМ-3, СМ-3КВ + ЦСС «Байкал-11, МС») проверяются расчетно-экспериментальным способом. Чувствительность грубых каналов с сейсмометрами ОСП-2М контролируется путем сравнения с чувствительными каналами.

## Методика проверки качества работы каналов ЦСС

Система проверки качества работы каналов ЦСС основывается на попарном сравнении чувствительных (NS, EW, Z) и соответствующих им грубых (NSg, EWg, Zg) каналов после процедур интегрирования или дифференцирования, которые позволяют производить сравнения в одинаковых единицах измерения.

На основании представленного в статье алгоритма разработан программный модуль для проверки качества работы каналов ЦСС «Check Agent».

Обобщенная блок-схема предлагаемой методики проверки качества работы каналов ЦСС может быть представлена пятью блоками.

1. Блок проверки реакции грубых каналов. Проверка корректности каналов целесообразна при наличии реакции на записях грубых каналов, то есть необходимо наличие записи сейсмического события с прореагировавшими грубыми каналами, на которых имеется фрагмент со значительным превышением средней амплитуды или амплитуды фона.

По каждой компоненте, соответствующей грубому сейсмометрическому каналу, в заданном окне рассчитывается среднее значение амплитуды. Если хотя бы одно из средних значений амплитуды, рассчитанных в окне, превышает среднее значение амплитуды, определенное по всей компоненте записи, на установленный порог, то компонента

грубого канала признается прореагировавшей, и выбранная запись пригодна для дальнейшего анализа. Размер окна для расчета средних значений амплитуд и порог превышения задаются в настройках приложения «Check Agent». Например, для функционирования программы выбрано: размер окна – 2 с, порог превышения – в восемь раз.

2. Блок дифференцирования или интегрирования каналов. Для проведения сравнения данных чувствительного и грубого канала производится одна из следующих процедур:

- численное интегрирование записи грубого канала ( $NSg, EWg, Zg$ ) позволяет перевести данные к единице измерения скорости ( $мкм/с$ );

- численное дифференцирование записи чувствительного канала ( $NS, EW, Z$ ) позволяет перевести данные к единице измерения ускорения ( $мкм/с^2$ ) [2].

Выбор типа процедуры (интегрирование или дифференцирование) зависит от качества записи и предпочтений пользователя.

3. Блок фильтрации входит в предварительную подготовку данных для проведения анализа. Фильтруются записи всех каналов, выбран пропускающий фильтр Поттера с полосой 0.8–20 Гц и размером окна в 100 точек [3]. Процедура фильтрации позволяет отделить сигнал от шума на записи, убрать низкочастотные и высокочастотные помехи.

4. Блок выделения фрагмента записи для анализа. Для проводимого анализа необходимо отобразить фрагмент записи. Использование всего участка записи не целесообразно. Критерием выделения участка записи является максимальный всплеск по амплитудам колебания. В программе «Check Agent» по заданному количеству точек (5–10 точек) по записи находится среднее значение амплитуды с учетом модуля, из определенных средних значений амплитуды находится максимальное и запоминается соответствующее ему время. От найденного времени отсчитывается установленный интервал времени (10–20 с) и выделяется для анализа соответствующий фрагмент записи.

5. Блок анализа фрагмента записи. В данном блоке выполняется непосредственное попарное сравнение преобразованных записей чувствительных ( $NS, EW, Z$ ) и грубых ( $NSg, EWg, Zg$ ) каналов. Критериями сравнения являются:

- значение отношения среднеквадратических отклонений, определенных по каждой паре компонент (например,  $NS$  и  $NSg$ ), выраженное в процентах, показывающее разницу между компонентами по амплитудам колебания;

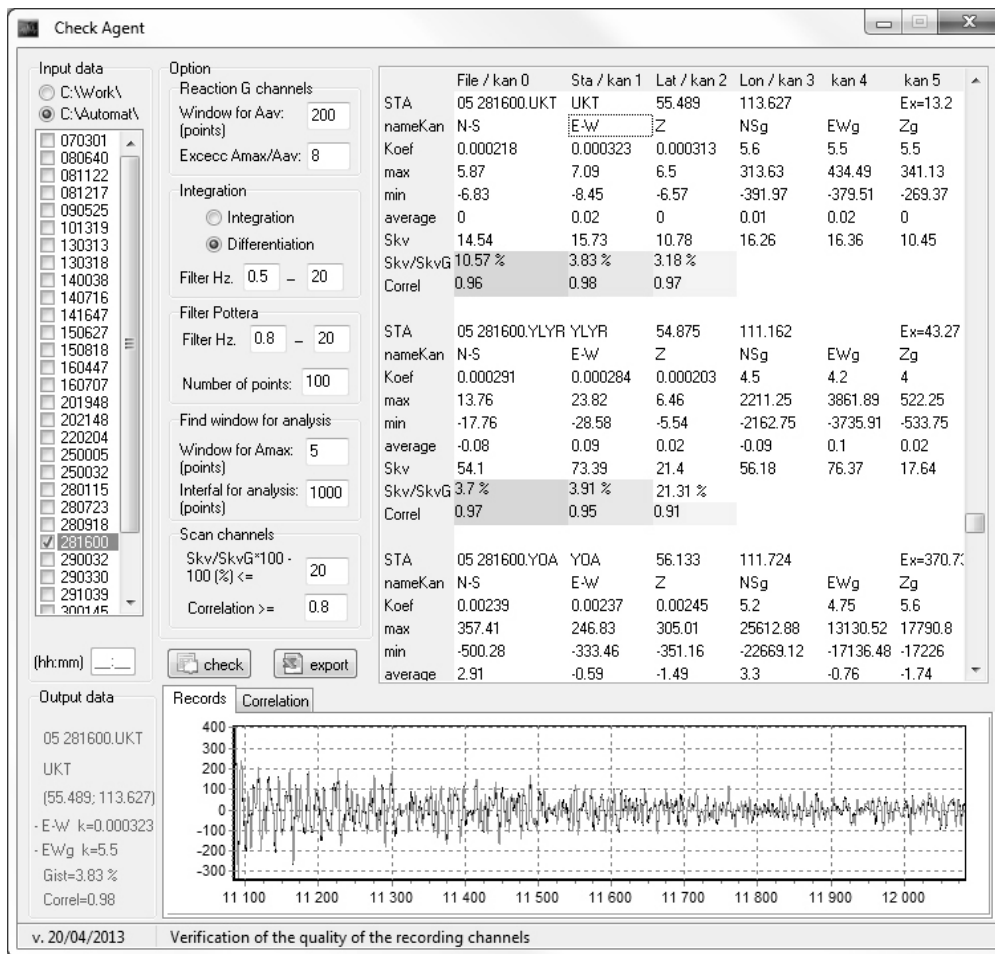
- коэффициент корреляции, определенный по значениям амплитуд для каждой пары компонент, характеризующий степень идентичности выбранных каналов между собой (например,  $NS$  и  $NSg$ ) и показывающий степень сдвига по времени записей каналов между собой.

Если значение отношения среднеквадратических отклонений, определенных по паре компонент, меньше 20%, а коэффициент корреляций, рассчитанный по этой же паре компонент, больше 0.8, то соответствующая компонента записи признается удовлетворительной и качество регистрации канала ЦСС – приемлемым. В противном случае требуется анализ дополнительных записей сейсмической станции и работа с проблемными каналами ЦСС для устранения выявленных недостатков. Критерии сравнения задаются и редактируются в настройках программы «Check Agent».

### **Программный модуль «Check Agent»**

На рис. 1 показан интерфейс программного модуля «Check Agent».

Исходными данными для программы «Check Agent» является набор фрагментов шестикомпонентных записей волновых форм, зарегистрированных сейсмическими станциями Прибайкалья в файлах формата «Baikal». Стандартный файл-запись формата «Baikal» состоит из структуры «Main-header», структур «Channel-header» по количеству содержащихся каналов в файле и самих данных.



**Рис. 1. Интерфейс программного модуля «Check Agent»**

Структура «Main-header» занимает 120 байт и содержит данные: количество каналов, номер версии программы регистрации, дата регистрации (день, месяц, год), количество видимых спутников, количество секунд без синхронизации, признак синхронизации со спутниками, разрядность используемого АЦП при регистрации, код сейсмической станции, частота дискретизации данных в секундах, время первой точки в секундах от начала текущих суток и географические координаты сейсмической станции (широта, долгота).

Структура «Channel-header» для каждого канала имеет объем 72 байта и состоит из полей: физический номер канала, имя канала, тип используемого датчика, коэффициент канала (количество микрон на дискрету), частота калибровки канала.

После структур последовательно записаны данные, размер одного отсчета зависит от разрядности АЦП (2 или 4 байта). Длина станционных записей, поступающих в режиме, близком к реальному времени, составляет примерно от 60 до 170 с.

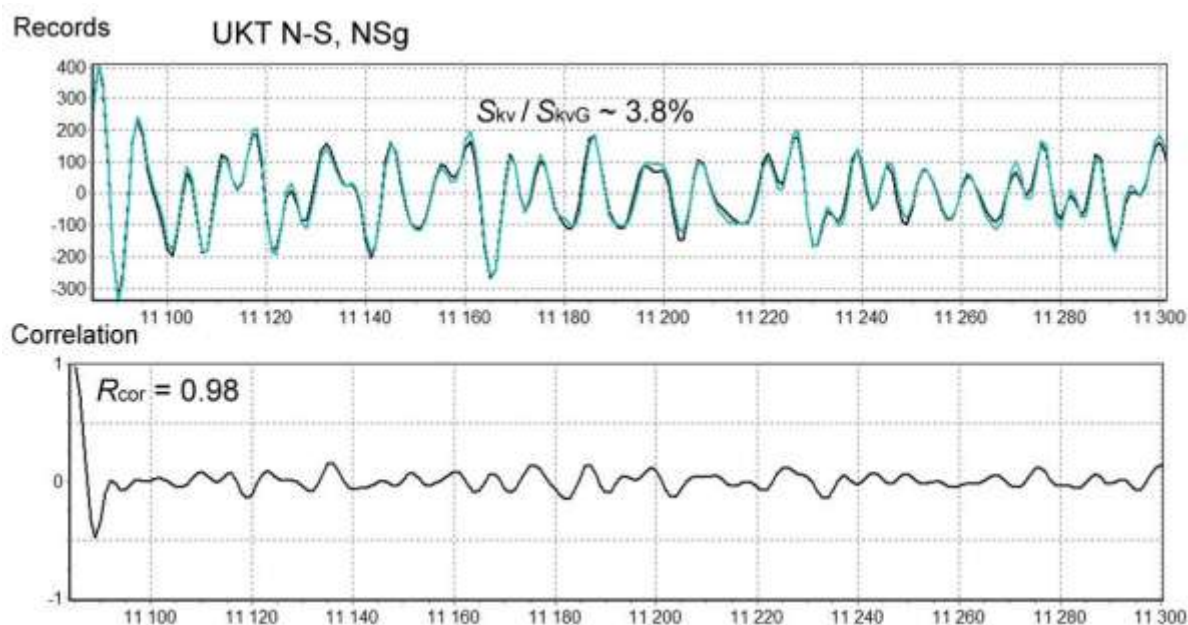
В левой части окна (рис. 1) заданы настройки, отвечающие за логику функционирования программы. В правой части и внизу формы выводятся результаты произведенного анализа – оценки качества работы каналов сейсмических станций.

Программа ориентирована на работу с сейсмическими записями, поступающими в режиме, близком к реальному времени. Имеются варианты выбора каталога со станционными записями для анализа – анализируется суточный каталог, содержащий станционные записи, поступившие в центр сбора информации в течение указанных суток (C:\Work\), или проверке подвергается каталог, содержащий подборки записей конкретного сейсмического события, выделенного в автоматическом режиме (C:\Automat\).

На рис. 1 показан пример анализа записей землетрясения 28 мая 2013 г. с энергетическим классом  $K_p=9.6$ , основные параметры которого были получены автоматически в режиме, близком к реальному времени [4]. В правой части главного окна программы «Check Agent» выводится таблица, содержащая информацию по каждой анализируемой записи и составляющих ее компонент: код станции, географические координаты, степень реакции грубых каналов, названия каналов, коэффициенты каналов, значения амплитуды по каждому каналу (максимальное, минимальное, среднее и среднеквадратическое отклонение). Помимо этого, для пар каналов (NS и NSg, EW и EWg, Z и Zg) выводятся значения отношения среднеквадратических отклонений и коэффициента корреляции. Внизу формы интерфейса приложения показан анализируемый фрагмент записи, также возможно посмотреть график функции корреляции, построенный для выбранной пары каналов.

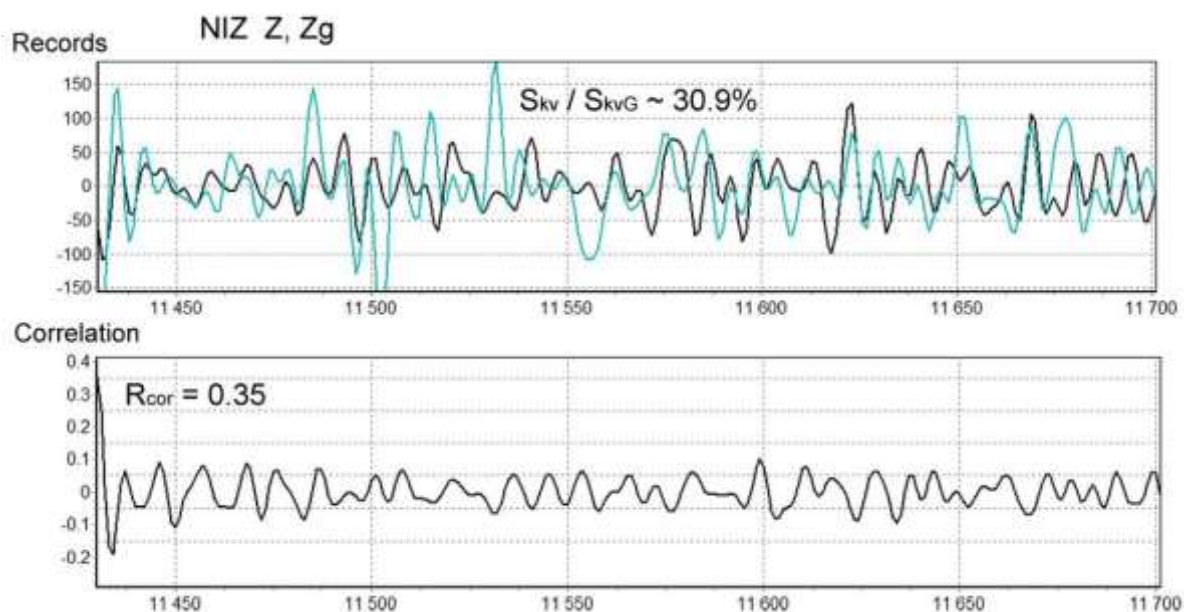
### Примеры функционирования системы проверки качества работы каналов ЦСС в Байкальском филиале ГС СО РАН

В качестве примера работы программы «Check Agent» проанализированы записи землетрясения 28 мая 2013 г. с энергетическим классом  $K_p=9.6$ . На рис. 2 показан образец приемлемого качества работы каналов EW и EWg записи сейсмостанции «Уakit» (УКТ). Отношение среднеквадратических отклонений, определенных по выбранным компонентам, составило 3.8%. Коэффициент корреляции для записей этих же каналов равен 0.98. Рассчитанные показатели подтверждают хорошую согласованность работы чувствительного EW-канала и соответствующего ему грубого EWg-канала сейсмостанции «Уakit».



**Рис. 2. Пример удовлетворительного качества работы каналов EW и EWg сейсмостанции «Уakit» (УКТ)**

На рис. 3 показан пример неудовлетворительного качества работы каналов Z и Zg записи этого же землетрясения сейсмостанцией «Нижеангарск» (NIZ). Отношение среднеквадратических отклонений, определенных по выбранным компонентам, составило 30.9%. Коэффициент корреляции для записей этих же каналов равен 0.35. Рассчитанные показатели подтверждают плохую согласованность работы чувствительного Z-канала и соответствующего ему грубого Zg канала сейсмостанции «Нижеангарск».



**Рис. 3. Пример неудовлетворительного качества работы каналов Z и Zg сейсмостанции «Нижнеангарск» (NIZ)**

### **Заключение**

Применение рассмотренной системы позволяет отслеживать работоспособность и выявлять неисправности в работе каналов цифровых сейсмических станций Прибайкалья. Программный модуль «Check Agent» разработан с учетом используемой в Байкальском филиале ГС СО РАН системы сбора сейсмических данных [5] в режиме, близком к реальному времени, что позволяет производить своевременную проверку качества работы каналов. Помимо описанной методики, в предложенной программе планируется реализация алгоритма для оценки спектральных характеристик сейсмической записи.

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. **Масальский О.К., Гилёва Н.А., Мельникова В.И., Хайдурова Е.В.** Прибайкалье и Забайкалье // Землетрясения России в 2010 году. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 32–36.
2. **Каханер Д., Моулер К., Нэш С.** Численные методы и программное обеспечение / Пер. с англ. – М.: Мир, 2001. – 575 с.
3. **Хемминг Р.В.** Цифровые фильтры. – М.: Недра, 1987. – 221 с.
4. **Хритова М.А., Гилёва Н.А.** Автоматическая обработка региональных землетрясений Прибайкалья и Забайкалья // Сейсмические приборы. – 2012. – Т. 48, № 2. – С. 15–27.
5. **Хритова М.А., Гилёва Н.А.** Программный комплекс для автоматической пересылки волновых форм землетрясений с сейсмостанций в Центр сбора информации в режиме, близком к реальному времени // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 243–246.

## СЕЛЕНГИНСКАЯ СЕТЬ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ И ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Л.Р. Цыдыпова, Ц.А. Тубанов, П.А. Предеин, Д.П.-Д. Санжиева  
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

**Аннотация.** Дается характеристика Селенгинской сейсмической сети. Показаны ее возможности при регистрации разномасштабных сейсмических событий.

**Abstract.** A characteristic of the Selenginskaya seismic network is given. Its potential capabilities for registration of different seismic events are presented.

Начиная с 1996 г., на территории Республики Бурятия действует и развивается Селенгинская сеть сейсмических станций, позволяющая вести регистрацию в широком диапазоне разномасштабных сейсмических событий. Сеть создана Геологическим институтом СО РАН и Бурятским филиалом Геофизической службы СО РАН для сейсмического мониторинга наиболее опасных сейсмогенных структур вблизи заселенных и развитых промышленных районов Республики Бурятии. Геофизический полигон расположен в координатах 51.5–54.0°N, 105.0–109.0°E и охватывает центральную часть Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). На рис. 1 представлена схема расположения сейсмических станций Селенгинской локальной сети.

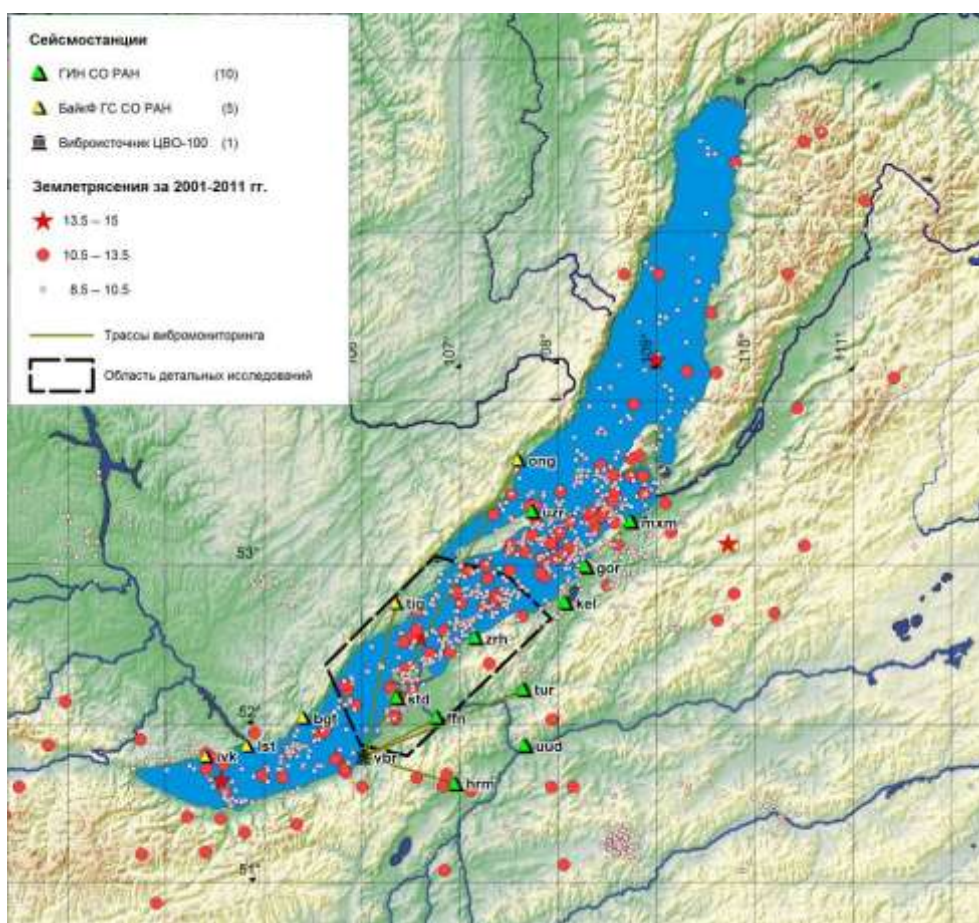


Рис. 1. Расположение станций Селенгинской сейсмической сети и очагов землетрясений за 2001–2011 гг.

С самого начала приоритет был отдан использованию в сети наблюдений цифровой и малообслуживаемой регистрирующей аппаратуры, функционирующей в режиме круглогодичных наблюдений. Примечательно, что первая в районе Байкальской рифтовой зоны постоянная цифровая регистрация сейсмичности началась в феврале 1996 г. на сейсмостанции «Улан-Удэ» (UUD). В течение последующих трех лет в Восточном Прибайкалье было установлено еще шесть цифровых сейсмостанций с триггерной регистрацией данных. В 2002–2003 гг. был осуществлен переход на непрерывную регистрацию данных. Это позволило расширить энергетический диапазон в сторону низких энергетических классов, вплоть до 4.5. До этого момента нижним пределом являлся 7-й энергетический класс [1]. Начиная с 2006 г., станции сейсмической сети укомплектовываются широкополосными датчиками CMG-40T (фирма Guralp) с регистраторами «Иркут» собственной разработки. На данный момент в сети работают пять широкополосных станций. Планируется провести обработку и интерпретацию данных с этих станций методом приемной функции (*RF*), который позволит исследовать глубинное строение земной коры и верхов мантии под каждой станцией.

Также совместно с институтами СО РАН (ИНГиГ, ИВМиМГ, Геофизическая служба) проводятся исследования по развитию методов активной сейсмологии, в частности многовекторного вибросейсмического мониторинга сейсмогенных территорий. Общая площадь, охваченная вибросейсмическим мониторингом, превышает 20000 км<sup>2</sup> и позволяет контролировать не только разные направления, но и разные объемы сейсмогенерирующей среды [2]. Существующая сеть сейсмологических станций позволяет вести мониторинг изменения напряженного состояния в зоне Обручевского и Приморского сбросов, Боргой-Большереченского разлома сдвигового типа.

Селенгинская сеть сейсмостанций структурно дополняет региональную сеть сейсмических станций Прибайкалья. В настоящее время сейсмическая сеть состоит из десяти станций: «Горячинск» (GOR), «Заречье» (ZRH), «Котокель» (KEL), «Максимиha» (MXM), «Степной дворец» (STD), «Турунтаево» (TUR), «Узур» (UZR), «Улан-Удэ» (UUD), «Фофоново» (FFN) и «Хурамша» (HRM), из них пять пунктов наблюдений дополнительно оснащены широкополосной аппаратурой. Также в состав сети мониторинга входит мощный сейсмический виброисточник ЦВО-100. Данные о сейсмических станциях приведены в таблице. Сейсмостанции укомплектованы сейсморегистраторами «Байкал», «Иркут» и «SeisComp», короткопериодными сейсмометрами типа CM-3KB, CM-3, датчиками сильных движений ОСП, широкополосными сенсорами CMG-40T. Калибровка аппаратуры проводится на вибростенде по общепринятой методике.

По результатам обработки и интерпретации данных сейсмологических наблюдений за период с 2001 по 2011 г. выделено более 24000 землетрясений. При локализации сейсмических событий в обработке используются данные пяти станций Байкальского филиала ГС СО РАН – «Большое Голоустное» (BGT), «Ивановка» (IVK), «Листвянка» (LST), «Онгурены» (ONG), «Тырган» (TIG) [3].

На основании сейсмологических наблюдений составляются каталоги сейсмических событий для Центральной части Прибайкалья. Все представленные события носят местный характер, т.е. не выходят за пределы исследуемой территории. Менее 10% событий представлено в каталоге без расчета точных координат очага вследствие регистраций этих событий одной-двумя станциями. Больше половины всех зарегистрированных сейсмических событий относится к 5–6-му энергетическому классу. На них за десятилетний период приходится более 10 000 событий. Количество событий 7–8-го классов не превышает 2000 за декаду, а количество землетрясений более высоких энергетических классов ( $K > 9$ ) составляет не менее 1000 событий за 10 лет. Самым сильным зарегистрированным событием является землетрясение, произошедшее 16.09.2003 г. в 11:25:32 с координатами 54.2°N и 108.9°E, зафиксированное шестью станциями.



**Таблица. Сейсмические станции, работающие в настоящее время  
в Селенгинской локальной сети, и их параметры**

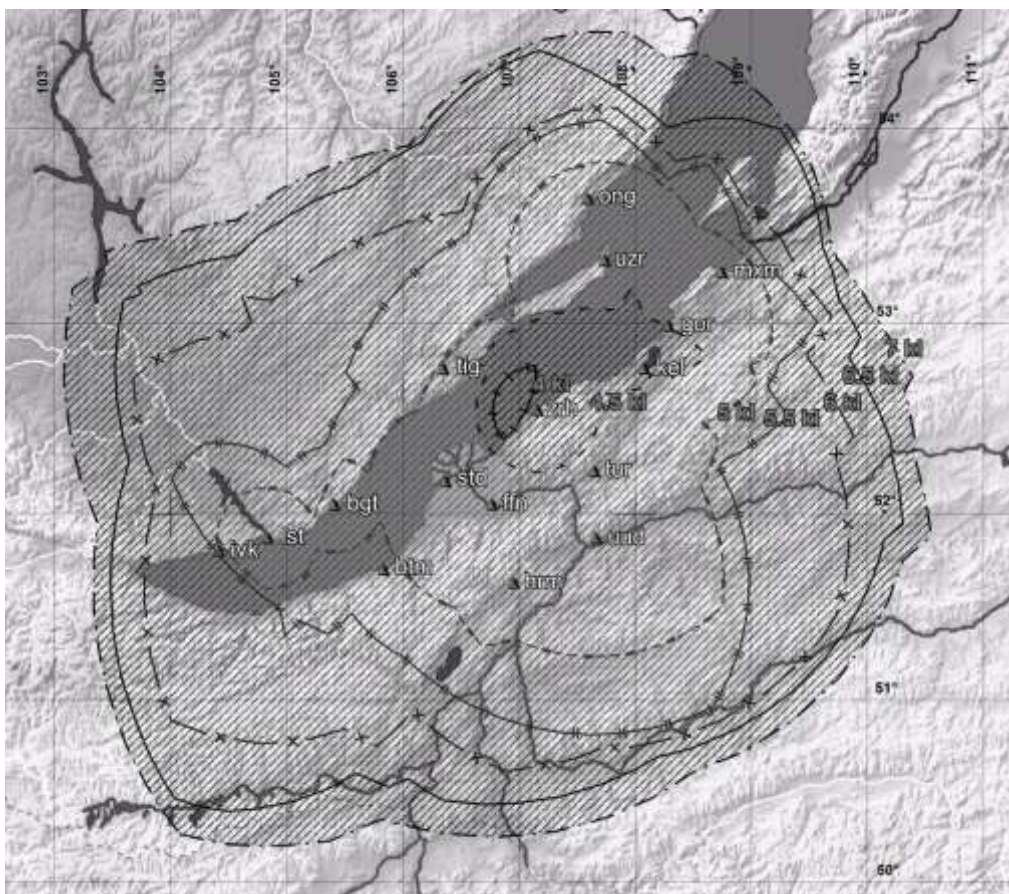
№	Станция			Дата открытия	Координаты			Аппаратура		
	Название	Код			φ, °N	λ, °E	h, м	Тип станции и сейсмоприемника	Перечень каналов	Частота опроса данных, Гц
		межд.	рег.							
1	Улан-Удэ	UUD		17.02.1996	51.867	107.663	600	Байкал-11 / CM-3 SeisComp / CMG-40T	NS, EW, Z	100
2	Хурамша	HRM		01.04.1997	51.628	106.955	620	Байкал-10 / CM-3KB Иркут / CMG-40T	NS, EW, Z	100 50
3	Максимиha	MXM		01.10.1997	53.263	108.745	510	Иркут / CMG-40T		50
4	Степной Дворец	STD		01.08.1999	52.169	106.366	458	Байкал-7HR / CM-3 Иркут / CMG-40T	NS, EW, Z	100 50
5	Фофоново	FFN		01.08.1999	52.047	106.765	564	Ангара-7B, Байкал-112 / CM-3	NS, EW, Z	100
6	Заречье	ZRH		01.12.1999	52.545	107.159	480	Ангара, Байкал / CM-3	NS, EW, Z	100
7	Турунтаево	TUR	trt	01.08.1999	52.223	107.649	600	Байкал-7HR / CM-3KB	NS, EW, Z	100
8	Котокель	KEL		03.11.2005	52.763	108.078	460	Иркут / CMG-40T		50
9	Узур	UZR		01.03.2011	53.323	107.741	480	Ангара / CM-3		100
10	Горячинск	GOR		24.07.2011	52.986	107.285	480	Байкал-7HR / CM-3	NS, EW, Z	100

На рис. 2 представлена карта представительности регистрации землетрясений по данным локальной Селенгинской сети совместно с пятью региональными сейсмо-станциями БФ ГС СО РАН за 2011 год. На рисунке показаны области, в пределах которых без пропусков регистрируются землетрясения соответствующего энергетического класса ( $K_{\min}$ ). Видно, что при настоящей расстановке сейсмостанций возможна регистрация событий с  $K \geq 4$ . При построении не рассматривались зоны покрытия выше 7-го класса в связи с тем, что выходят за пределы интересующей нас области. Причем большие зоны покрытия имеют 5 и 6-й классы, занимающие территорию с диаметром около 400 км, им соответствует, как было сказано выше, основная масса сейсмических событий.

По данным локальной сети сейсмологических наблюдений для центральной части Байкальского рифта были впервые получены детальные сведения о сложной внутренней структуре сейсмоактивного слоя. При использовании одномерной модели ГСЗ для локализации очагов землетрясений получены свидетельства о присутствии в земной коре значительных латеральных скоростных неоднородностей. В центральной части Байкальского рифта сейсмоактивный интервал ограничен диапазоном глубин землетрясений 8–22 км.

Для Селенгинской зоны, на основе релокализации очагов землетрясений, определения их механизмов, дешифрирования аэрокосмических фотоснимков, морфоструктурного анализа рельефа дна озера Байкал, и с использованием результатов многоканального сейсмического профилирования впервые выделены подзоны современных сеймотектонических деформаций.

**Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционного проекта СО РАН № 111.**



**Рис. 2. Карта представительности регистрации землетрясений  
Центрального Байкала в 2011 г.**

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Татьков Г.И., Тубанов Ц.А., Чебаков Г.И., Базаров А.Д., Толочко В.В.** Сейсмичность Среднего Байкала по данным локальных сейсмологических наблюдений // Сейсмичность Северной Евразии. Материалы Международной конференции. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – С. 303–307.
2. **Татьков Г.И., Тубанов Ц.А., Базаров А.Д., Чебаков Г.И.** Реализация технологии активного и пассивного сейсмомониторинга на Байкальском геодинамическом полигоне // Материалы Международной конференции по математическим методам в геофизике «ММГ-2003». – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. – С. 536–540.
3. **Байкальский филиал Геофизической службы СО РАН** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.seis-bykl.ru>.

# ОБ ОЦЕНКЕ ПРОТЯЖЕННОСТИ РАЗРЫВА В ОЧАГЕ ИРАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 9 АПРЕЛЯ 2013 г. С $M=6.4$ ПО ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

Л.С. Чепкунас, М.И. Рыжикова, Л.С. Малянова  
ГС РАН, г. Обнинск

**Аннотация.** Для Иранского землетрясения 9 апреля 2013 г. с  $M=6.4$  выполнена оценка протяженности разрыва в очаге несколькими способами: по полю афтершоков, спектрам продольных волн на телесеизмических расстояниях, распределению магнитуд  $m_b$ . Полученные результаты находятся в удовлетворительном согласии между собой.

**Abstract.** For Iran earthquake on April 9, 2013 the assessment of extent of a focal in the center in several ways is executed: across the field after-shocks, to spectra of  $P$ -waves at teleseismic distances, on distribution of magnitudes of  $m_b$ . The received estimates will well be coordinated among themselves.

## Введение

Согласно современным представлениям, очаг землетрясения рассматривается как протяженный разрыв, развивающийся во времени в процессе разрушения. Волновая группа с максимальными амплитудами по смещению на записи ( $P_{\max}$ ) связана с выделением максимальной сейсмической энергии в очаге. Проведен анализ очаговых параметров сильного ощутимого землетрясения в Южном Иране 9 апреля 2013 года. Выполнена оценка протяженности разрыва в очаге несколькими способами.

## Эпицентр землетрясения. Поле афтершоков

На рис. 1 показана карта эпицентров афтершоков землетрясения 9 апреля 2013 года. За период с 1 января по 16 мая 2013 г. здесь произошло более 40 землетрясений с магнитудой  $M$  от 4.0 до 6.4. Среди них сильнейшее возникло 9 апреля 2013 года. По данным «РИА Новости», это землетрясение нанесло значительный ущерб городам Каки, Кенган и Хормудж и повлекло за собой человеческие жертвы и разрушения. Были почти полностью разрушены две деревни. Погибли 37 человек, около 850 получили ранения. Губернатор провинции Бушер подтвердил, что расположенная в провинции АЭС не пострадала. Отметим, что в облаке эпицентров отмечен только один форшок, остальные – афтершоки.

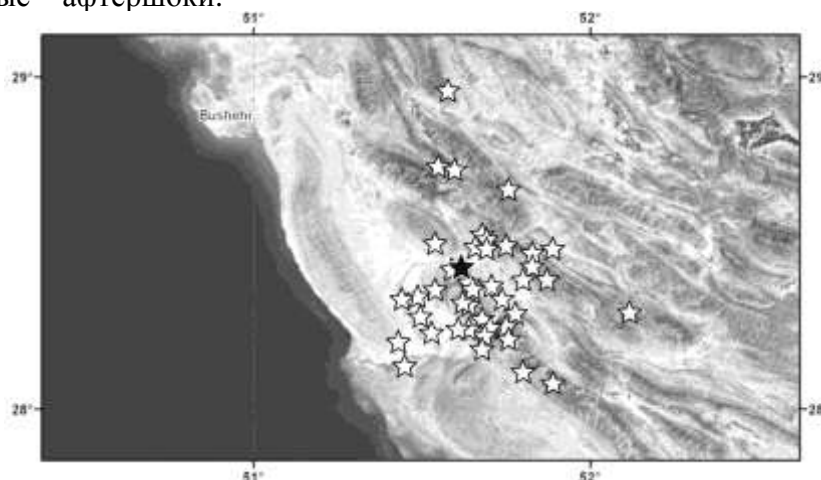


Рис. 1. Положение эпицентра землетрясения 9 апреля 2013 г. с  $M=6.4$  (черная звезда), его форшока и афтершоков

Основные параметры этого землетрясения (время возникновения, координаты эпицентра, глубина очага, магнитуда) были определены во многих сейсмологических центрах, в том числе и международных. В табл. 1 представлены результаты определений по данным ИОЦ ГС РАН [1].

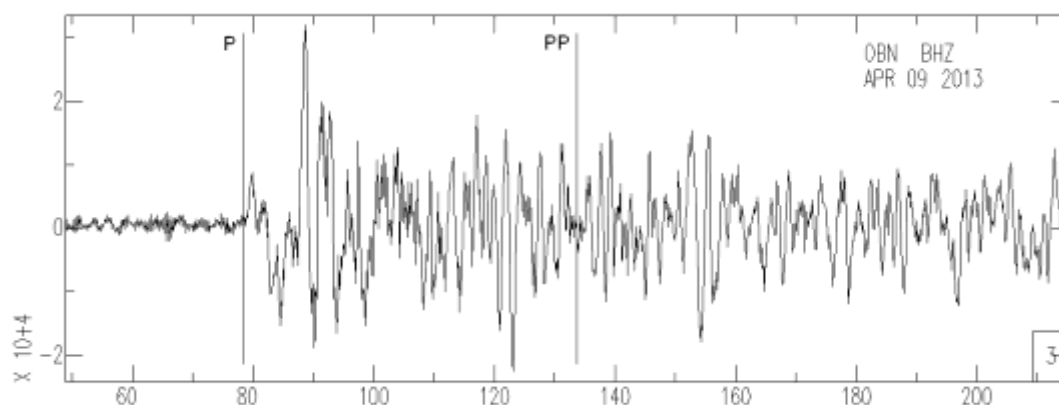
**Таблица 1. Параметры землетрясения 9 апреля 2013 г.**

Время в очаге	$\varphi$ , °N	$\lambda$ , °E	$h$ , км	$m_b$	$M_S$	Источник
11:52:48.1	28.43	51.62	10	6.1	6.4	ИОЦ ГС РАН [1]

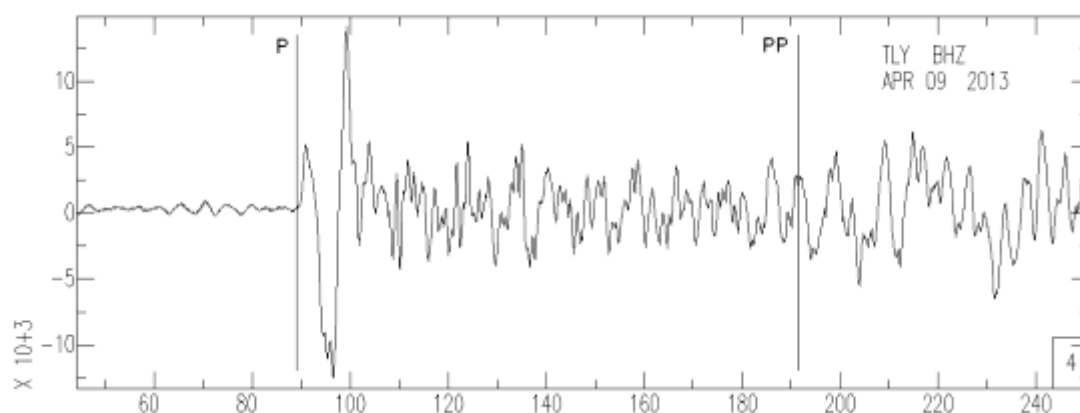
Рассмотрим облако афтершоков (рис. 1). Оно вытянуто в форме эллипса. По большой оси эллипс имеет северо-восточное–юго-западное направление, общая длина составляет 60 км. Малая ось эллипса ориентирована в северо-западном–юго-восточном направлении, общая длина – около 40 км.

### Спектры продольных волн

Прежде всего оценка протяженности разрыва была сделана на основе спектров продольных  $P$ -волн по методике [2–3]. Рассматривались записи на цифровых станциях «Обнинск» и «Талая», удаленных на расстояния  $\Delta=28.80$  и  $44.92^\circ$  соответственно. Использовался фрагмент записи  $P$ -волны от начала первого вступления до дважды отраженных  $PP$ -волн. Спектры смещения рассчитывались по интерактивной программе SAC (Seismic Analysis Code) [4]. На рис. 2, 3 представлены анализируемые записи  $P$ -волн на вертикальных составляющих STS-1 (BHZ) на станциях «Обнинск» и «Талая».



**Рис. 2. Записи на станции «Обнинск» землетрясения 9 апреля 2013 г.**



**Рис. 3. Записи на станции «Талая» землетрясения 9 апреля 2013 г.**

На рис. 4 приведены амплитудные спектры смещения на двух станциях – «Обнинск» и «Талая».

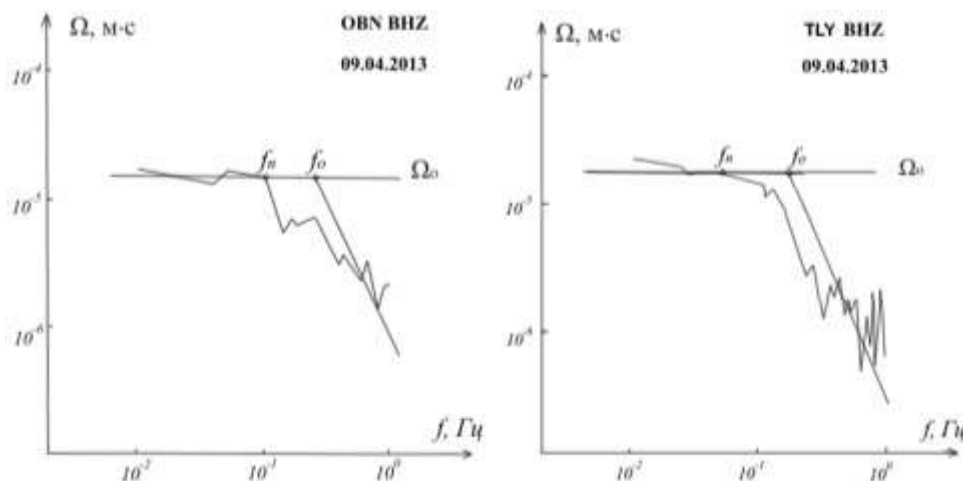


Рис. 4. Амплитудные спектры смещения на станциях «Обнинск» и «Талая»

В табл. 2 приведены значения спектральных ( $\Omega_0$ ,  $f_n$ ,  $f_0$ ) и очаговых ( $M_0$ ,  $L$ ,  $\Delta\sigma$ ,  $\eta\bar{\sigma}$ ,  $\bar{u}$ ) параметров. Здесь  $\Omega_0$  – уровень длиннопериодной части спектра,  $f_n$  – частота точки перегиба спектра,  $f_0$  – угловая частота спектра,  $L=2r$ ,  $r$  – радиус круговой дислокации,  $L$  – длина разрыва,  $\bar{u}$  – подвижка по разрыву. Как следует из табл. 2, средняя длина разрыва  $L$  в очаге землетрясения составила 25 км.

Таблица 2. Характеристики спектров  $P$ -волн и динамические параметры очагов землетрясения 9 апреля 2013 г. по записям станций «Обнинск» и «Талая»

$t_0$ , ч мин с	$C/cm$	$M_w$	$M_S$	$\Delta^\circ$	$\Omega_0, 10^{-4}$ м·с	$f_n, 10^{-2}$ Гц	$f_0, 10^{-2}$ Гц	$M_0, 10^{19}$ Н·м	$L, 10^3$ м	$\Delta\sigma, 10^5$ Н/м <sup>2</sup>	$\eta\bar{\sigma}, 10^5$ Н/м <sup>2</sup>	$\bar{u}$ , м
11 52 48.3	OBN	6.4	6.4	28.80	0.16	10.0	25.1	0.39	20	17	19	0.40
	TLY	6.5		44.92	0.18	4.4	15.8	0.80	30	10	9	0.38

### Механизм очага

Для выбора направления плоскости разрыва рассмотрим механизм очага. Имеются решения, полученные разными методами: в ИОЦ ГС РАН – по знакам первых вступлений продольных волн [1]; в Национальном центре информации о землетрясениях Геологической службы США (NEIC) – по моменту тензора на основе объемных волн (USGS Body-Wave Moment Tensor Solution) [5]; в Quick CMT Catalog (США) – по методу тензора момента центра [6].

Механизм очага, по данным ИОЦ ГС РАН, в стереографической проекции на нижней полусфере показан на рис. 5, элементы механизма представлены в табл. 3 [1]. Решения по данным разных центров близки. Землетрясение возникло под действием напряжений сжатия, ориентированных на северо-восток. Тип движения по обеим плоскостям – сдвиги с компонентами взброса.

Одна из нодальных плоскостей простирается в близмеридиональном направлении ( $STK=168-182^\circ$ ), другая – в северо-западном  $STK=(286-297^\circ)$ . Как известно, обе нодальные плоскости равноценны, и для выбора действующей используем другие данные.

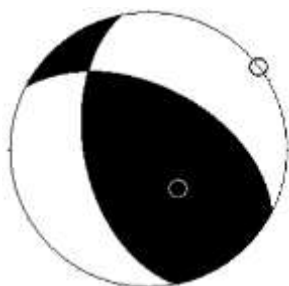


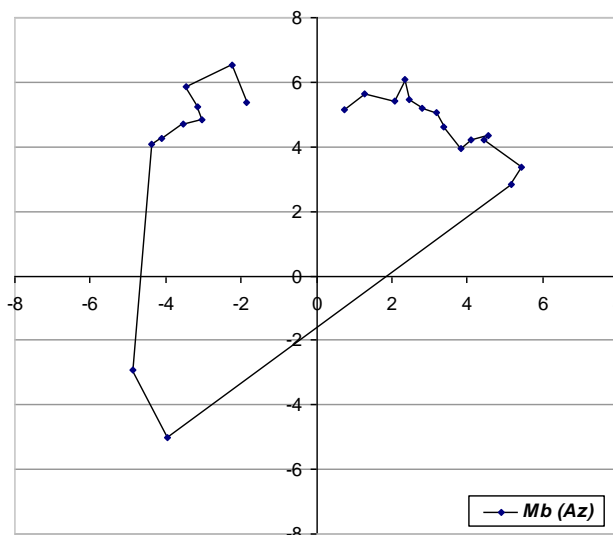
Рис. 5. Механизм очага землетрясения 9 апреля 2013 г. по  $P$ -волнам

**Таблица 3. Параметры механизма очага землетрясения 9 апреля 2013 г.**

Оси главных напряжений						Нодальные плоскости						Центр
<i>T</i>		<i>P</i>		<i>N</i>		<i>NP1</i>			<i>NP2</i>			
<i>PL</i>	<i>A<sub>Z</sub></i>	<i>PL</i>	<i>A<sub>Z</sub></i>	<i>PL</i>	<i>A<sub>Z</sub></i>	<i>STK</i>	<i>DP</i>	<i>SLIP</i>	<i>STK</i>	<i>DP</i>	<i>SLIP</i>	
61	143	0	233	29	323	169	52	128	297	52	52	ИОЦ ГС РАН

**Азимутальное распределение магнитуд по продольным волнам  $m_b$**

О направлении распространения разрыва может свидетельствовать распределение магнитуд от азимута  $A_z$  [7, 8]. Для изучения направленности излучения были рассмотрены стационарные значения магнитуд для объемных волн  $m_b$  (рис. 6) в зависимости от  $A_z$ . Наибольшие смещения отмечаются в направлениях, совпадающих с направлением распространения разрыва. В случае землетрясения 9 апреля 2013 г. по механизму очага отмечаются два следующих направления:  $STK=(286-297^\circ)$  и  $STK=(168-182^\circ)$ . По распределению  $m_b(A_z)$  выделяются на рис. 6 два средних направления  $A_z=35^\circ$  ( $215^\circ$ ) и  $332^\circ$  ( $152^\circ$ ). Считаем, что азимут  $332^\circ$  совпадает с простиранием одной из нодальных плоскостей в север-северо-западном направлении  $STK=(286-297^\circ)$  с погрешностью  $\pm 30^\circ$ . По облаку эпицентров отмечаются два направления распространения разрыва – северо-восточный–юго-западный (большая ось) и северо-западный–юго-восточный (малая ось).



**Рис. 6. Распределение  $m_b$  от  $A_z$**

**Азимутальный годограф**

Рассмотрим азимутальный годограф, представляющий зависимость  $\tau$  от  $A_z$ . Здесь  $\tau=(P_{max}-P)$  – разность между временем наступления максимального колебания в  $P$ -волне на станции и временем первого вступления  $P$ . Основная цель построения азимутального годографа связана с выявлением направления распространения разрыва.

Волновая группа с максимальными амплитудами по смещению на записи  $P_{max}$  соотносится с основной подвижкой в завершающей стадии процесса. Кинематический параметр  $\tau$ , характеризующий время нарастания интенсивности в волновых группах  $P$ -волн в разных азимутах от очага землетрясения, может служить основой для определения параметров протяженного очага. Наименьшие значения  $\tau_{min}$  будут соответствовать направлению распространения разрыва, наибольшие – противоположному направлению [7, 8].

По форме азимутального годографа оценивается протяженность очаговой области, время распространения разрыва и скорость его вспарывания [8]. Определяется также направление распространения разрыва. Азимутальный годограф показан на рис. 7. Наибольшее время запаздывания  $\tau$  отмечается на станциях, расположенных в азимуте  $30^\circ$ , наименьшее – в азимутах  $330^\circ$ .

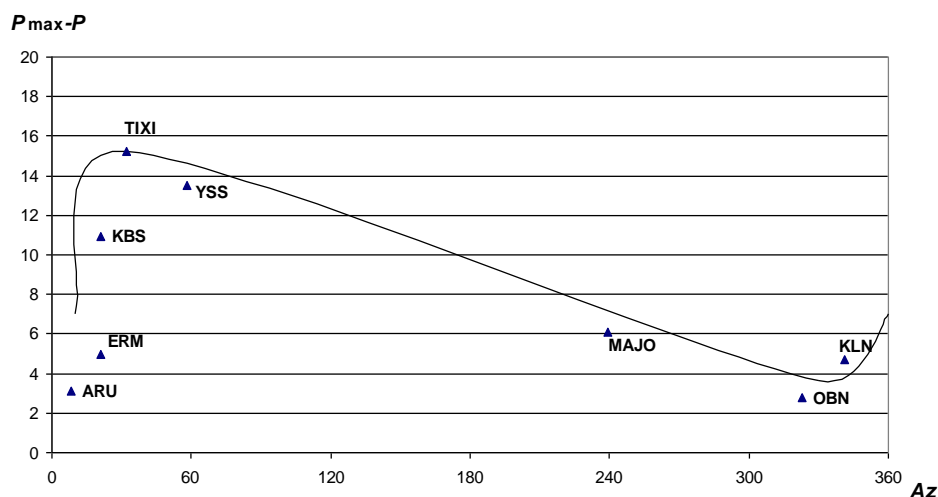


Рис. 7. Азимутальное распределение времен  $P_{\max}-P$  на станциях

Длина разрыва определяется по формуле:

$$L = V_p / 2 (\tau_{\max} - \tau_{\min}).$$

При  $\tau_{\max} = 15$  с,  $\tau_{\min} = 5$  с и  $V_p = 6.0$  км/с имеем протяженность разрыва  $L = 30$  км. Направление разрыва – северо-восточное,  $A_z = 30^\circ$ .

Скорость распространения разрыва определяется по формуле:

$$C = V_p (\tau_{\max} - \tau_{\min}) / (\tau_{\max} + \tau_{\min}).$$

Скорость равна 3 км/с.

#### Выводы

Для землетрясения 9 апреля 2013 г. длина разрыва, полученная по спектрам  $P$ -волн, составляет в среднем 25 км, по азимутальному годографу – 30 км, по протяженности афтершоковой области (от эпицентра) – 30 км. Скорость распространения разрыва – 3 км/с.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сайт Геофизической службы РАН [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.ceme.gsras.ru>.
2. Аптекман Ж.Я., Дараган С.К., Долгополов В.В., Захарова А.И., Зобин В.М., Коган С.Я., Корчагина О.А., Москвина А.Г., Поликарпова Л.А., Ченкунас Л.С. Спектры  $P$ -волн в задаче определения динамических параметров очагов землетрясений. Унификация исходных данных и процедуры расчета амплитудных спектров // Вулканология и сейсмология. – 1985. – № 2. – С. 60–70.
3. Аптекман Ж.Я., Белавина Ю.Ф., Захарова А.И. и др. Спектры  $P$ -волн в задаче определения динамических параметров очагов землетрясений. Переход от стационарного спектра к очаговому и расчет динамических параметров очага // Вулканология и сейсмология. – 1989. – № 2. – С. 66–79.
4. SAC (Service Access Controller) [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.iris.edu/software/sac>.
5. NEIC – Национальный центр информации о землетрясениях Геологической службы США [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://earthquake.usgs.gov/>.
6. СМТ [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.globalcmt.org/>.
7. Горбунова И.В. Методика и некоторые результаты определения длины, скорости и направления разрыва по волновой картине на сейсмограмме. – М: ВИНТИ, 1984. – 180 с.
8. Горбунова И.В., Шаторная Н.В. О точности определения гипоцентра и протяженности очага сильного землетрясения на примере Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 года // Физика Земли. – 1977. – № 2. – С. 18–31.

## СОЗДАНИЕ И РАЗВИТИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «ПЕТРОЗАВОДСК»

Н.В. Шаров

*Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск*

**Аннотация.** 24 января 2013 г. на территории Ботанического сада Петрозаводского государственного университета открыта геофизическая обсерватория. Основной целью является проведение сейсмологических наблюдений на территории Республики Карелия; вариаций и микропульсаций геомагнитного и геоэлектрического полей (МВС) в районе Петрозаводска, развертывание приемного пункта спутниковой томографии для контроля состояния верхней ионосферы, пункта спутниковой геодезической сети (GPS).

**Abstract.** On January 24, 2013 the Geophysical Observatory is opened in the Botanical Garden of Petrozavodsk State University. The main objective is to carry out seismological observations in the Republic of Karelia; study of variations and micropulsations geoelectric and geomagnetic fields (MIF) in Petrozavodsk, the deployment of satellite imaging reception center for monitoring the status of the upper ionosphere and satellite geodetic network point (GPS).

### **Что представляет из себя геофизическая обсерватория?**

Ботанический сад Петрозаводского государственного университета (ПетрГУ) находится на окраине г. Петрозаводска – идеальное место для размещения геофизической аппаратуры. На него слабо влияют техногенные воздействия, есть электричество, территория охраняется. Можно организовать канал передачи данных от обсерватории (рис. 1) в ПетрГУ и Институт геологии Карельского научного центра (ИГ КарНЦ) РАН.

Геофизическая обсерватория – программно-технический комплекс, ориентированный для измерения сейсмологических, геомагнитных, геоэлектрических и ионосферных полей. Ученые ведут прием сигналов от низколетящих искусственных спутников Земли, находящихся на приполярных орбитах на высоте от 850 до 1000 км с помощью радиотомографического комплекса. Он предназначен для измерения разностного эффекта Доплера, а также регистрации амплитуды и разности фаз принятых когерентных волн на частотах 400 и 150 МГц (рис. 2). Суть его работы заключается в том, чтобы восстановить электронную концентрацию ионосферы, которая важна для многих приложений по записям разности фаз между сигналами, которые излучают спутники.

Еще одно важное оборудование – индукционный магнитометр для измерений вариаций и микропульсаций геомагнитного и геоэлектрического поля (МВС) в районе Петрозаводска. С его помощью изучаются колебания магнитного поля и влияние космической погоды на организм человека. Идея работы прибора заключается в следующем: контролируемый источник посылает сигнал в толщу земли, и по реакции среды на пути прохождения сигнала можно восстановить строение земной коры. КНЧ и СНЧ электромагнитные поля являются эффективным средством для слежения за процессами в различных геофизических средах: магнитосфере, ионосфере, атмосфере и литосфере. Излучения этого диапазона сопровождают все энергетически мощные геофизические процессы и служат одним из методов их диагностики и мониторинга. В частности, в настоящее время активно изучается связь сейсмических событий с возмущениями электромагнитного поля в этом диапазоне частот.





**Рис. 1. Сейснопавильон и здание администрации Ботанического сада ПетрГУ**



**Рис. 2. Радиотомографический приемник сигналов искусственных спутников Земли для изучения ионосферных полей**

Магнитное поле в КНЧ-СНЧ-диапазонах регистрируется индукционным магнитометром. Приборы такого типа эксплуатируются в обсерваториях ПГИ Ловозеро и Верхнетуломский и на архипелаге Шпицберген в течение длительного времени. Такой же магнитометр установлен в обсерватории «Петрозаводск».

Построен сейсмологический павильон (рис. 1, передний план), представляющий собой крытый постамент, соединенный со скалой, на котором расположено специальное оборудование: сейсмический датчик CMG-3ESP, регистратор GSR-24 и сеймостанция CMG-6TD. Установленное оборудование позволяет регистрировать как слабые региональные сейсмические события, так и телесеismicкие землетрясения. Тем самым будет обеспечено решение задач сейсмического районирования территории Карелии, сейсмобезопасности северо-западного региона России, а также построения по полученным сейсмогеологическим критериям схемы возможных очагов землетрясений.

Обсерваторский пункт спутниковой геодезической сети (GPS), погрешность определения координат которого составляет около 5 мм, позволяет определять изменение положения обсерваторской точки (ее движение) относительно центра масс Земли с погрешностью не хуже 5 мм в год.

### **Заключение**

Появление геофизической обсерватории «Петрозаводск» внесло огромный вклад в развитие геофизики в Карелии. Обсерватория обеспечит накопление информации о различных геофизических явлениях, что в дальнейшем позволит делать более точные прогнозы относительно изменений геофизических полей и их влияния на организм человека и окружающую среду.

## ЛЕНО-ТАЙМЫРСКАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ ЗОНА НА АРКТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

<sup>1</sup>С.В. Шибаяев, <sup>1,2</sup>Б.М. Козьмин, <sup>1</sup>А.Ф. Петров, <sup>1</sup>К.В. Тимиршин  
<sup>1</sup>Якутский филиал ГС СО РАН, г. Якутск  
<sup>2</sup>Институт геологии алмаза и благородных  
металлов СО РАН, г. Якутск

**Аннотация.** По совокупности геолого-геофизических данных выделена Лено-Таймырская зона сейсмичности на западе шельфа моря Лаптевых. Она прослеживается от дельты реки Лены через Оленёкский и Анабарский заливы моря Лаптевых и прибрежные районы к полуострову Таймыр. Показаны взаимосвязи сейсмичности с разрывной тектоникой и аномалиями поля силы тяжести, а также особенности современной геодинамики, объясняющие высокий сейсмический потенциал этой зоны.

**Abstract.** The available geologic-geophysical data make it possible to delineate the Lena-Taimyr seismic zone in the western part of the Laptev Sea Shelf. It is traceable from the Lena river delta across the Olenek and Anabar Bays of the Laptev Sea and near-shore areas to Taimyr Peninsula. The relationship between the seismicity and fault tectonics as well as gravity field anomalies is discussed and peculiarities of modern geodynamics are shown, which explain a high potential of the zone.

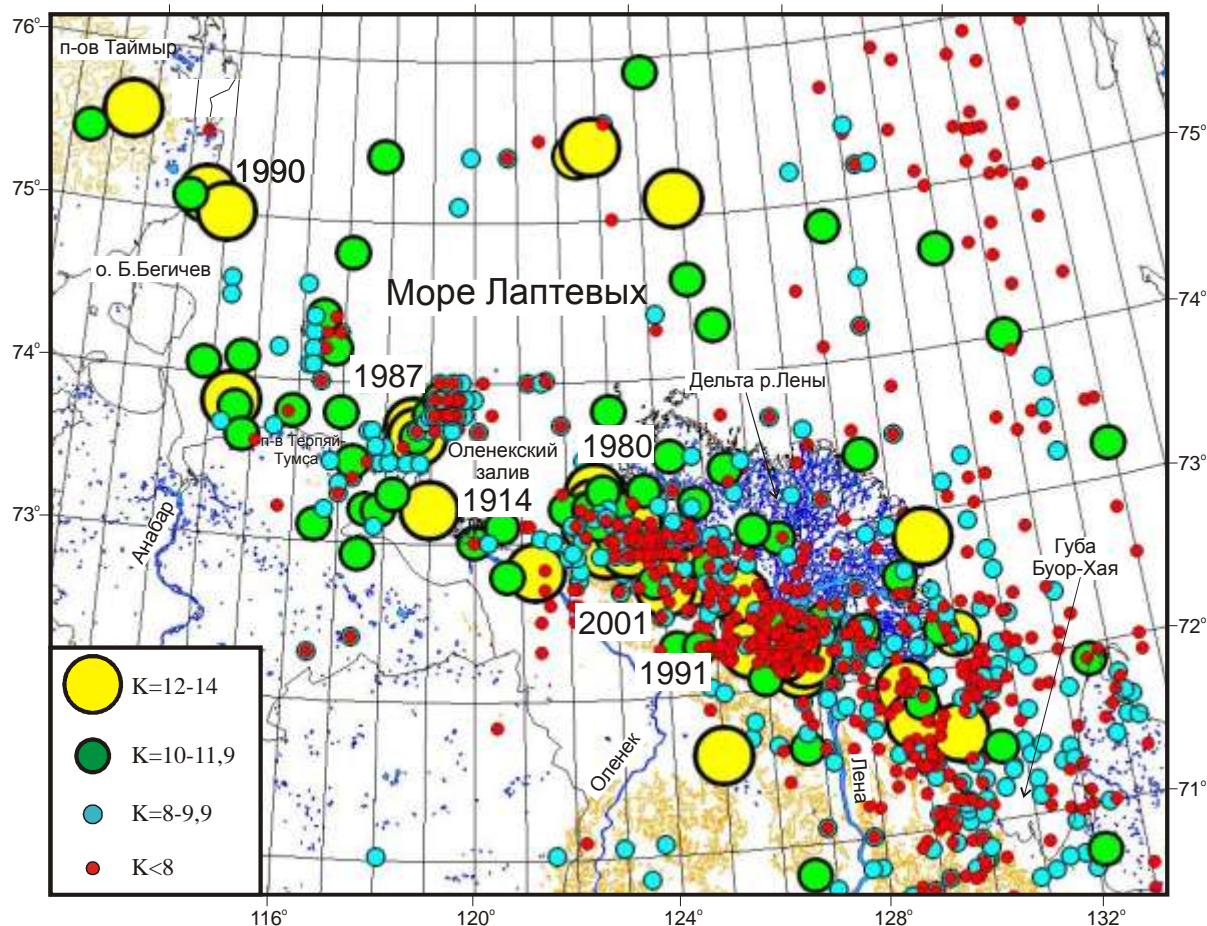
### Введение

По наблюдениям за XX – начало XXI вв. Северный Ледовитый океан и Северо-Восток Азии пересекает Арктико-Азиатский сейсмический пояс, соединяющий проявления землетрясений в Арктике и Тихоокеанском регионе. Он служит границей между Североамериканской, Евразийской и Охотоморской литосферных плитами на расстоянии более 8 тыс. км. По сеймотектоническим особенностям в нем выделяется несколько зон: Арктическая (хр. Гаккеля), Лаптевоморская (шельф моря Лаптевых), Хараулахская (северное окончание Верхоянского хребта) и система хребтов Черского. В Арктической зоне под влиянием спрединга дна Северного Ледовитого океана развиты процессы рифтогенеза, вызвавшие появление узкой (до 60–80 км) «цепочки» эпицентров землетрясений со сбросовыми подвижками в их очагах [1]. Пересекая материковый склон, «линейная» сейсмичность хр. Гаккеля на шельфе моря Лаптевых становится «диффузной» и охватывает почти всю территорию между Новосибирскими островами, Таймыром и дельтой р. Лены, образуя внутри несколько полос эпицентров землетрясений. Лаптевоморская зона является переходной между срединноокеаническим хребтом Гаккеля, континентальными структурами Северного Верхоянья и хр. Черского. В ней главная полоса сейсмичности с крупными сейсмическими событиями ( $M=5.5-7.0$ ) тянется на юго-восток от хр. Гаккеля к Янскому заливу вдоль восточного края моря Лаптевых и определяет положение границы между Евразийской и Североамериканской литосферными плитами [2].

### Сейсмичность

Одним из активных участков на стыке Лаптевоморской и Хараулахской зон является Лено-Таймырская полоса эпицентров землетрясений умеренной и слабой интенсивности. Она наблюдается в северо-западном направлении от губы Буор-Хая через дельту р. Лены, мелководные Оленёкский и Анабарский заливы моря Лаптевых и прибрежные континентальные районы к острову Большой Бегичев, где огибает его с востока и следится к полуострову Таймыр.

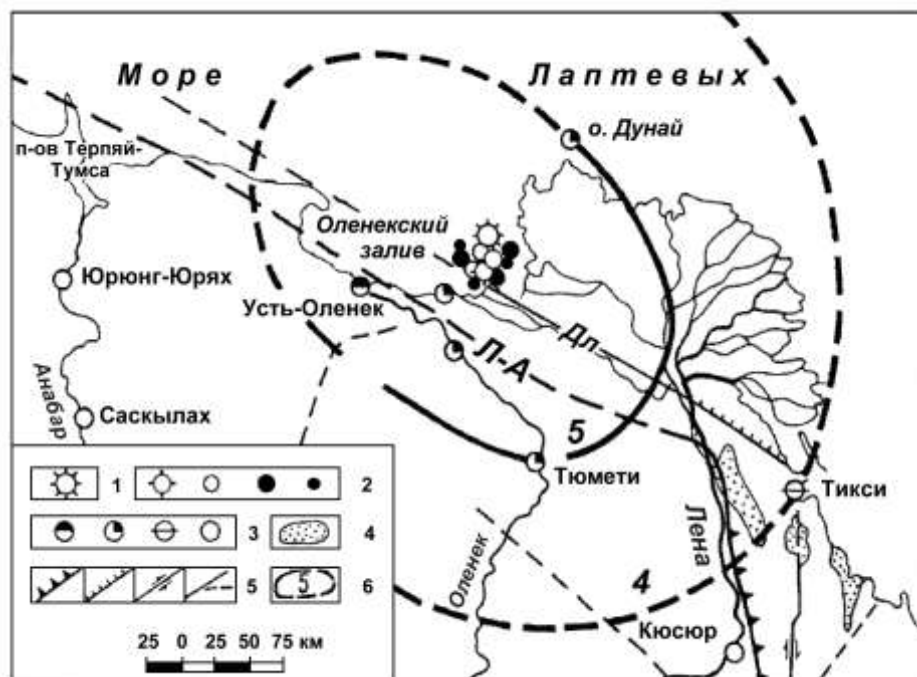
За последние 100 лет в Лено-Таймырской полосе было зарегистрировано около 400 землетрясений с  $K=7-14$ , и имеется ряд скоплений с повышенной плотностью эпицентров землетрясений. В частности, выделяются четыре максимума сейсмичности, соответствующие крупным аномалиям сейсмической среды (Быковская, Оленёкская, Терпяй-Тумсинская и Таймырская) (рис. 1).



**Рис. 1. Пространственное распределение эпицентров землетрясений Лено-Таймырской сейсмической зоны с  $K=8-14$  за 1914–2011 гг. Рядом с эпицентрами сильных событий указан год их возникновения**

Самой значительной аномалией является Быковская, расположенная в одноименной протоке, впадающей в губу Буор-Хая. Она отчетливо маркируется скоплением слабых подземных толчков с  $K \leq 8$ , помеченных красным цветом (рис. 1). Так, в ней отмечен ряд интенсивных в эпицентре (5–7 баллов) землетрясений с  $M=4.0-5.2$ , произошедших в 1963, 1976, 1986, 1991, 1996, 2001 и 2007 гг. Следующая крупная сейсмическая аномалия – Оленёкская – фиксируется в 100 км к северо-западу от Быковской, охватывая восточную часть Оленёкского залива, устье Оленёкской протоки в дельте р. Лены и устье р. Оленёк. Она также выделяется в виде «облака» слабых сейсмических событий с  $K \leq 8$ . Здесь локализована серия ощутимых 6–7-балльных землетрясений с  $M=4.0-5.4$ . Среди них наиболее сильное сотрясение отмечено 01.02.1980 г. с  $M=5.4$  вблизи устья Оленёкской протоки с интенсивностью в эпицентре до 7 баллов. В береговых обнажениях этой протоки после землетрясения были обнаружены многочисленные оползни. Данное событие сопровождалось небольшой (до 20) последовательностью афтершоков. Оно ощущалось на площади более 50 тыс. км<sup>2</sup> (рис. 2).

Крупный максимум сейсмичности зафиксирован к западу вблизи полуострова Терпий-Тумса в виде роя землетрясений 1987–1988 г. (43 толчка), среди которых отмечено сильное событие 1987 г. с  $M=5.1$ . Ранее на данном участке был зарегистрирован подземный толчок 07.06.1914 г. с  $M=5.5$  [2]. Последнее небольшое скопление эпицентров тяготеет к восточной оконечности полуострова Таймыр, где на его побережье и примыкающем шельфе произошло до 10 событий. Самыми значительными из них были сотрясения 1964, 1973, 1986, 1990 и 1996 гг. в интервале магнитуд  $M=3.5-5.0$ .



**Рис. 2. Изосейсты Оленёкского землетрясения 1980 г.:**

- 1 – эпицентр основного толчка; 2 – афтершоки с  $K$ , равным 12, 11, 10 и 9, соответственно; 3 – интенсивность сотрясений в баллах, соответственно, 6, 5, 3–4, 0; 4 – кайнозойские впадины; 5 – разломы: надвиги, сбросы, сдвиги, другие (Л-А – Лено-Анабарский шов, Дл – Дюлюнгский); 6 – изолинии балльности

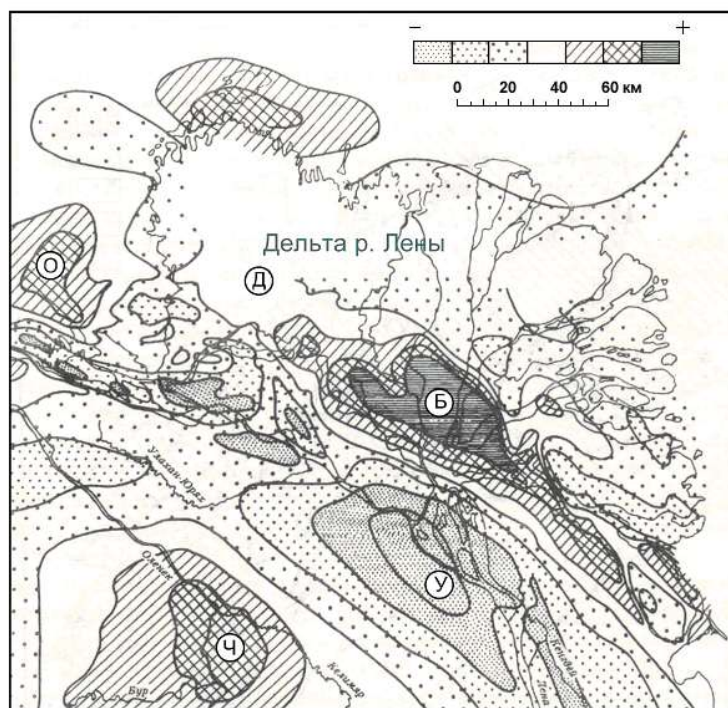
### **Тектоника и поле силы тяжести**

Лено-Таймырская полоса сейсмичности приурочена к зоне влияния Лено-Анабарского краевого шва Сибирской платформы, который прослеживается под покровом мезозойских и кайнозойских отложений одноименного прогиба между устьями рек Лены и Анабара. Он отчетливо диагностируется по линейной магнитной аномалии и градиентной ступени силы тяжести. Другой – Дюлюнгский – сейсмоактивный разлом трассируется параллельно названному шву вдоль Оленёкской протоки в дельте р. Лены и дальше к западу в пришельфовой части территории (рис. 2).

Наблюдается приуроченность местных подземных толчков к аномалиям поля силы тяжести, которые представляют здесь систему чередующихся линейных положительных и отрицательных гравитационных аномалий, пространственно ориентированных на северо-запад, близко к простиранию Лено-Анабарского разлома [3]. Среди них наиболее ярко выражены Быковский, Оленёкский и Чекановский максимумы поля силы тяжести, а также минимумы – Усть-Ленский и дельты р. Лены (рис. 3). Быковская положительная аномалия представлена крупным максимумом северо-западного простирания, который следует вдоль Быковской протоки. Оленёкская аномалия меньшей интенсивности занимает часть территории Оленёкского залива. Вместе оба максимума образуют протяженную градиентную ступень поля силы тяжести, пересекающую дельту р. Лены от губы Буор-Хая к Оленёкскому заливу.

Рассматриваемая гравитационная ступень территориально совпадает с выступом древних высокоплотных пород фундамента и характеризуется высоким уровнем магнитного поля [4]. Это указывает на наличие здесь крупной неоднородности в земной коре, к которой и приурочены все местные проявления сейсмичности.

Сейсмичность Таймыра связывается с современными тектоническими движениями, выявленными по результатам среднемасштабной геологической съемки [5]. Они фиксируются вдоль молодых разломов, которые в северо-западном и близдолготном направлениях пересекают субширотные древние мезозойские структуры. Особенно отчетливо «живые» разломы трассируются на участках современной перестройки гидросети, которая связана с перехватом долин рек. При этом реки изменяют свое русло, приспосабливаясь к трассам разломов.



**Рис. 3. Фрагмент рисунка гравитационного поля Лено-Таймырской зоны (дельта р. Лены и прилегающие районы) [3].**  
**Максимумы поля силы тяжести: Б – Быковский, О – Оленёкский, Ч – Чекановский. Минимумы: У – Усть-Ленский, Д – дельты р. Лены**

К зонам влияния таких молодых разломов приспособились долины рек Ленивая, Толевая, Нижняя Таймыра и других, которые текут вкrest простирания субширотного хребта Бырранга. Возможно, к одному из таких разломов приурочены проявления сейсмичности, зарегистрированные на востоке Таймыра.

#### **Фокальные механизмы**

Анализ фокальных механизмов землетрясений с  $M=5.5-6.2$ , произошедших в 1960–2003 гг. на юго-восточном окончании арктического хр. Гаккеля и шельфе моря Лаптевых, показывает, что все их решения в пределах главной эпицентральной зоны (границы между Евразийской и Североамериканской плитами) соответствуют механизмам растяжения, ориентированного субширотно вкrest простирания основных структурных элементов, а подвижки в очагах землетрясений соответствуют сбросам [1, 4]. Механизмы очагов землетрясений Лено-Таймырской полосы также характеризуются сбросовыми смещениями, но азимут действия напряжений растяжения, при сравнении с подобными в главной сейсмической полосе шельфа моря Лаптевых (хр. Гаккеля – Янский залив), меняется здесь с широтного на северо-восток–юго-западный (четыре решения).

Наибольший интерес представляет фокальный механизм Таймырского землетрясения 1990 г. с  $M=5.0$ , отмеченного на западной окраине шельфа моря Лаптевых. Его решение было получено на основе данных о знаках первых смещений в продольных волнах, зарегистрированных сетью сейсмостанций в Якутии, Прибайкалье и Алтае-Саянской зоне. Стереодиаграмма данного события показала, что простирание обеих плоскостей разрыва – субдолготное и близко к простиранию трасс молодых разломов, фиксируемых в рельефе на Таймыре. Одна из них круто (угол  $70^\circ$ ) падает на запад, а другая – под небольшим углом ( $20^\circ$ ) – на восток. Подвижка по первой возможной плоскости разрыва соответствует взбросу, а по второй – надвигу. Главные напряжения сжатия и растяжения были ориентированы в субширотном направлении (азимут, соответственно,  $268$  и  $88^\circ$ ) под углами в  $25$  и  $55^\circ$  к горизонту. Это может свидетельствовать о наличии в очагах Таймырских землетрясений подвижек типа взброса и надвига, отличающихся от преобладающих сбросовых смещений в очагах подземных толчков на шельфе моря Лаптевых.

### **Выводы**

Выявленная Лено-Таймырская полоса эпицентров землетрясений совместно с главной полосой сейсмичности, оконтуривает Лаптевский тектонический блок, расположенный к западу от границы Евразийской и Североамериканской плит. При этом на западной окраине Лаптевского блока (район Таймыра), по данным механизма очага события 1980 г., действует режим сжатия, как реакция на рифтинг, господствующий в пределах главной полосы эпицентров. Это также подтверждают скорости видимого поднятия побережья моря Лаптевых, устанавливаемые по длительным рядам наблюдений за уровнем Мирового океана. Так, при вычитании из последних значений скоростей движения уровня океана за примерно 10-летний период измерений скорости современного тектонического поднятия для полуострова Таймыр составили  $+(1-2)$  мм/год [6].

Таким образом, современная геодинамическая обстановка на шельфе моря Лаптевых, возникшая при взаимодействии крупных Евразийской и Североамериканской литосферных плит, способствовала образованию здесь Лаптевского блока, что, возможно, объясняет преобразование линейной сейсмичности хребта Гаккеля в «диффузную» на шельфе моря Лаптевых. Возникшая на границе этого блока Лено-Таймырская зона сейсмоактивной среды, несомненно, обладает значительным сейсмическим потенциалом, способным вызвать здесь землетрясения с интенсивностью до 7–8 баллов в эпицентре и магнитудой до  $M=6$ .

### **СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. *Аветисов Г.П.* Сейсмоактивные зоны Арктики. – СПб.: ВНИИОкеанология, 1996. – 185 с.
2. *Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 года.* – М.: Наука, 1977. – 536 с.
3. *Григорьев М.Н., Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Куницкий В.В., Ларионов А.Г., Микуленко К.И., Скрыбин Р.М., Тимиришин К.В.* Геология, сейсмичность и мерзлотные процессы арктических районов Западной Якутии. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1996. – 84 с.
4. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмоструктура Якутии. – М.: ГЕОС, 2000. – 227 с.
5. *Геологическая карта Горного Таймыра.* М-б 1: 500 000. Объяснительная записка. – Красноярск: ПГО «Красноярскгеология», 1986. – 177 с.
6. *Стовас М.В.* Молодое тектоническое поднятие побережья морей Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского // Доклады АН СССР. – 1965. – Т. 161, № 1. – С. 193–194.

# АДАПТАЦИЯ СИСТЕМЫ SEISCOMP3 ДЛЯ МОНИТОРИНГА СЕЙСМИЧНОСТИ ЗАПАДНОГО КАВКАЗА В РЕЖИМЕ, БЛИЗКОМ К РЕАЛЬНОМУ ВРЕМЕНИ

Д.Ю. Шулаков  
*Горный институт УрО РАН, г. Пермь*

**Аннотация.** Описываются особенности конфигурирования программного пакета SeisComp3 для организации сейсмического мониторинга Западно-Кавказского региона в режиме, близком к реальному времени, а также первые результаты его работы.

**Abstract.** This paper describes configuration of SeisComp3 software package for real-time seismic monitoring of Western Caucasus region, and first results of its work.

В современной сейсмологии одним из наиболее актуальных и быстроразвивающихся направлений является так называемая «сейсмология реального времени» (real-time seismology). Круг решаемых ею задач является весьма широким. В первую очередь это, конечно, предупреждение об угрозе цунами и экстренное информирование о произошедших сильных и катастрофических землетрясениях, а также обеспечение безопасной эксплуатации особо ответственных и опасных промышленных объектов, принятие мер оперативного реагирования в связи с изменением сейсмической обстановки, автоматический обмен данными с другими сейсмологическими центрами, а также формирование баз данных о регистрируемой сейсмической активности.

Поскольку при решении подобных задач в большинстве случаев речь идет об интервалах времени от первых десятков секунд до нескольких минут, то основную роль играют автоматические алгоритмы выделения сигналов и определения параметров их очагов. Обработка данных сейсмологических наблюдений в режиме, близком к реальному времени, является весьма сложной задачей, но важность ее сложно переоценить.

В настоящее время в ряде мировых сейсмологических центров разработано несколько программных пакетов, предназначенных для автоматического сбора и обработки сейсмологических данных. Среди них одним из наиболее активно развивающихся является SeisComP (Seismic Communication Processor), разработанный в GeoForschungs Zentrum (г. Потсдам, Германия) [1]. Изначально данный пакет был разработан для системы раннего предупреждения о цунами, вследствие чего он характеризуется высокой оперативностью обработки поступающих данных, а также развитыми средствами управления информационными потоками и контроля качества. В настоящее время SeisComP представляет собой развитую систему сбора, обработки и хранения сейсмологических данных с широкими возможностями конфигурирования. Данный пакет состоит из отдельных модулей, взаимодействующих между собой по протоколу TCP/IP, что позволяет распределять нагрузку между несколькими компьютерами, а также использовать удаленное подключение для работы и управления. SeisComP не является свободным программным обеспечением, однако распространяется бесплатно и доступен для большинства операционных систем семейства Linux. К минусам его можно отнести довольно слабые возможности интерактивной обработки сейсмограмм и некоторую сложность конфигурирования.

Несмотря на отмеченные недостатки, широкие возможности конфигурирования, хорошая масштабируемость, поддержка большого количества протоколов передачи данных позволили использовать пакет SeisComP в качестве тестовой платформы для организации системы сейсмического мониторинга Западного Кавказа в режиме, близком к реальному времени. Конфигурирование системы сбора и обработки данных потребовало решения ряда задач, которые будут рассмотрены ниже.

На первом этапе была выполнена подготовка данных о структуре сети сейсмических станций Западно-Кавказского региона. Для каждой станции был составлен описатель в формате Dataless SEED [2], включающий в себя всю основную информацию: название станции, ее координаты, даты установки/модификации и характеристики регистрирующих каналов. Составить полное поэлементное описание параметров регистрирующих каналов для большинства станций данного региона не удалось из-за отсутствия данной информации. В связи с этим были заложены лишь интегральные характеристики всего канала целиком (на входе – скорости или смещения, на выходе – каунты цифровой записи). Для создания файлов-описателей был использован кросс-платформенный пакет PDCC [3]. Однако в процессе работы было установлено, что данный программный продукт является довольно «сырым», и создать файл в формате Dataless SEED «с нуля» в нем практически невозможно. В связи с этим для большинства станций АЧХ создавались в формате RESP, являющемся текстовым аналогом SEED, и затем импортировались в PDCC.

В качестве источников данных были использованы NRTS-серверы ОСМ ГС РАН и лаборатории сейсмического мониторинга Кавказских Минеральных Вод ГС РАН. Распределение станций между источниками данных было сделано, по возможности, равномерным (как по количеству, так и по пространственному расположению), что, с одной стороны, позволило несколько снизить нагрузку на каждый из NRTS-серверов, а с другой – гарантировало работоспособность системы SeisComP в случае потери связи с одним из источников данных.

Для определения параметров крупных региональных землетрясений целесообразным представляется использовать не только станции, находящиеся в непосредственной близости от эпицентра, но и удаленные на расстояние в сотни и первые тысячи км. В связи с этим в систему сбора и обработки данных был включен ряд сейсмических станций, находящихся в смежных регионах – Грузии, Армении, Турции, Украине, Румынии и Казахстане. Данные этих станций поступают по протоколу SeedLink с сервера Консорциума IRIS (США). Схема пространственного размещения сейсмических станций в районе Западного Кавказа представлена на рис. 1.

При автоматической обработке записей, получаемых системами сейсмологического мониторинга, расположенных в пределах относительно небольших территорий, определенную проблему могут представлять телесеismicкие землетрясения. Дело в том, что автоматическое детектирование фаз пока что не может определять тип волны, и локация ведется по первым вступлениям. В этом случае сейсмические волны от дальних землетрясений могут быть проинтерпретированы, как от источника, находящегося на большой глубине непосредственно под сейсмической сетью. Для исключения подобного эффекта в дополнение к региональной сети были добавлены пять станций, расположенных на больших расстояниях от Западного Кавказа – в Северной и Южной Америке, в Западной Европе, Японии и Австралии.

Таким образом, в настоящее время в систему регистрации и обработки поступают данные с 29 станций, входящих в сейсмологическую сеть ГС РАН на Западном Кавказе, десяти станций, расположенных в смежных регионах за рубежом, и пяти станций, находящихся на телесеismicких расстояниях.



Отдельной и достаточно сложной задачей оказался подбор параметров выделения сигнала. В качестве основного алгоритма для пикировщика используется стандартный в сейсмологии STA/LTA с предварительной полосовой фильтрацией. И если с выбором размера временных окон особой проблемы нет (исходя из общих характеристик региональных землетрясений, можно выбрать  $LTA=30$  с,  $STA=1$  с), то подбор полосы пропускания предварительного фильтра является более серьезной проблемой. В первую очередь фильтр должен обеспечивать максимальное отношение сигнал/помеха для относительно слабых землетрясений ( $M < 3.5$ ), регистрируемых на расстояниях в первые десятки и сотни км. Для более сильных землетрясений ( $M \geq 4$ ) проблем с выделением первых вступлений нет, и корректная работа пикировщика обеспечивается при любых разумных его настройках.



**Рис. 1. Схема пространственного размещения сейсмических станций в Западно-Кавказском регионе**

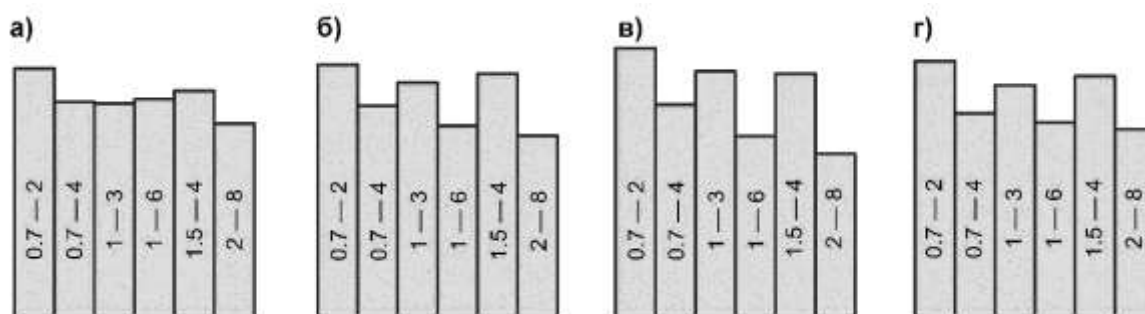
Для подбора параметров фильтра на первом этапе была выбрана следующая методика.

1. На основании спектрального анализа первых вступлений ряда землетрясений, произошедших на территории Западного Кавказа и записанных региональной сетью, были выбраны шесть полосовых фильтров, по возможности соответствующих частотному составу регистрируемых сигналов: 0.7–2, 0.7–4, 1–3, 1–6, 1.5–4 и 2–8 Гц.

2. По записям 12 региональных землетрясений с магнитудой  $MLV$  от 2.6 до 4.2 для всех региональных станций, на которых можно выделить первые вступления, были рассчитаны максимальные значения  $STA/LTA$  для каждого из выбранных полосовых фильтров. Таким образом, для каждого из землетрясений были обработаны записи от семи до 22 станций с эпицентрными расстояниями  $\Delta$  от 0.1 до 4.2°.

3. Поскольку нас интересуют не абсолютные значения STA/LTA, а параметры фильтра, при которых они максимальны, для каждой пары землетрясение/станция проводилось нормирование полученных значений. Затем нормированные значения осреднялись. Осреднение делалось как для всех станций, так и по диапазонам эпицентральных расстояний ( $<1^\circ$ ,  $1-2^\circ$ ,  $>2^\circ$ ).

На рис. 2 представлены гистограммы осредненных нормированных значений параметра STA/LTA для выбранных фильтров. Осреднение выполнено для землетрясений с  $MLV < 3.5$ . Как видно из приведенных гистограмм, более эффективными оказываются фильтры с относительно узкой полосой пропускания. Лучшие результаты дает использование фильтра с полосой пропускания  $0.7-2$  Гц, несколько уступает ему фильтр с полосой  $1.5-4$  Гц. Тем не менее для использования в системе анализа сейсмограмм был выбран именно второй вариант, поскольку он менее чувствителен к телесеismicким землетрясениям, являющимся в данном случае помехой. В целом надо отметить, что задача подбора одного универсального фильтра для всех региональных станций показала себя малоперспективной. Дело в том, что и амплитуда помех, и их частотный состав на разных станциях существенно отличается, и подбор фильтров для наиболее уверенного выделения сигнала для каждой станции должен выполняться индивидуально. В настоящее время ведутся работы по решению этой задачи.



**Рис. 2. Средние нормированные значений параметра STA/LTA для различных полосовых фильтров:**  
 а –  $\Delta \leq 1^\circ$ ; б –  $1 < \Delta < 2^\circ$ ; в –  $\Delta \geq 2^\circ$ ; г – все расстояния

В системе автоматической обработки данных по умолчанию используются годографы IASP91. В большинстве случаев они дают достаточно высокую точность, однако при мониторинге относительно небольшого по площади региона более целесообразным представляется использовать годографы, полученные именно для него. В связи с этим в систему обработки был внесен средний годограф  $P$ -волны [4], а также годографы волн  $P_n$ ,  $P_b$ ,  $P_g$ ,  $S_n$ ,  $S_b$  и  $S_g$  [5].

Поскольку по умолчанию пакет SeisComP настроен на регистрацию и обработку землетрясений, происходящих на территории всего земного шара, для оптимальной его работы в масштабах относительно небольшого региона были внесены определенные изменения в настройки «ассоциатора» – подпрограммы, определяющей принадлежность отдельных срабатываний триггера к одному землетрясению. В частности, для Кавказского региона было проведено сгущение шага сетки, используемой для первоначального поиска координат возможного источника, с  $5$  до  $0.5^\circ$ , уменьшено значение глубины «по умолчанию» с  $33$  до  $10$  км, максимальное расстояние до сейсмостанций сокращено до  $20^\circ$ , минимальное количество станций, необходимое для формирования очага («origin»), уменьшено до шести. Анализ автоматической обработки показал, что в подавляющем большинстве случаев результаты автоматической локации являются удовлетворительными, если кондиционные первые вступления имеются минимум на семи станциях. В связи с этим для создания нового события («event») были выбраны следующие условия: минимальное количество фаз равно семи, минимальное количество определенных магнитуд равно трем.

Все результаты определения параметров очагов заносятся в единую базу данных, на основании которой могут быть сформированы каталоги и станционные бюллетени. Кроме того, разработаны скрипты, выполняющие рассылку уведомлений о зарегистрированных землетрясениях на определенные адреса электронной почты.

Анализ результатов работы пакета SeisComP показал, что с описанными выше настройками он позволяет для территории Западного Кавказа уверенно выделять и локализовать в автоматическом режиме землетрясения с  $M > 3$ . Средний интервал времени между моментом инициирования землетрясения и выдачей первого решения составляет 2.5–3.5 мин, причем большая его часть приходится на задержку в поступлении данных: используемая система сбора и передачи сейсмограмм обеспечивает их поступление с отставанием около двух минут.

В заключение следует отметить, что работы по оптимизации процессов сбора и обработки данных в настоящее время находятся в активной стадии. В частности, выполняется постанционный подбор параметров предварительных фильтров для выделения первых вступлений, уточняются АЧХ некоторых станций, анализируется необходимое для уверенной локации очага количество станций. Предполагается, что это сможет снизить минимальный магнитудный порог представительной регистрации землетрясений, а также повысит точность определения параметров их очагов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *SeisComP 3 documentation* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.seiscomp3.org/wiki/doc>.
2. *Case R*. Portable Data Collection Center (PDCC) v3.8 User Manual, 2012 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [http://www.iris.edu/pub/programs/pdcc/PDCC\\_3.8\\_User\\_Manual.pdf](http://www.iris.edu/pub/programs/pdcc/PDCC_3.8_User_Manual.pdf).
3. *Ahern T, Dost B*. SEED Reference Manual. Standard for the Exchange of Earthquake Data, 2012. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [http://www.fdsn.org/seed\\_manual/SEEDManual\\_V2.4.pdf](http://www.fdsn.org/seed_manual/SEEDManual_V2.4.pdf).
4. *Пивоварова Н.В., Славина Л.Б.* Алгоритм и результаты машинного определения координат землетрясений по данным региональной сети (на примере Кавказа) // Применение ЭВМ в сейсмологической практике. Методические работы ЕССН. – М.: Наука, 1985. – С. 53–75.
5. *Левицкая А.Я., Лебедева Т.М.* Годограф сейсмических волн Кавказа // Квартальный сейсмический бюллетень. – 21, № 1–4. – Тбилиси: Мецниереба, 1953. – С. 51–60.

# МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОЕ ОБСЛЕДОВАНИЕ ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 10 ДЕКАБРЯ 2012 Г. С $M_w=4.6$ ВБЛИЗИ АНАПЫ

В.Н. Якушева, Т.В. Бондаренко, Н.А. Мовчан  
ГС РАН, г. Анапа

**Аннотация.** Представлены результаты макросейсмического обследования ощутимого землетрясения на российской территории Черноморского побережья 10 декабря 2012 г. с  $M_w=4.6$ , проведенного сотрудниками сейсмической станции «Анапа».

**Abstract.** The results of macroseismic inspection of a notable earthquake on December 10, 2012 in the Russian territory of the Black Sea coast with  $M_w=4.6$  conducted by staff of seismic station "Anapa" are presented.

10 декабря 2012 г. в 16:56 по Гринвичу в Краснодарском крае произошло ощутимое землетрясение с магнитудой  $m_b=4.9$  [1]. Землетрясение произошло в сеймотектоническом районе, расположенном между Черноморским разломом на юго-западе и Ахтырским – на севере, Керченским проливом на западе и Новороссийским поперечным разломом – на востоке. Здесь издавна известны землетрясения с  $M=4.5-5.8$  и проявлявшиеся в эпицентре интенсивностью 7 и 6–7 баллов. Наиболее заметными были Нижнекубанское землетрясение 09.10.1879 г. с  $M=5.7$ , Анапское землетрясение 12.07.1966 г. с  $M=5.8$ , Нижнекубанское-II землетрясение 09.11.2002 г. с  $M=4.6$ . После последнего, вызвавшего макросейсмический эффект силой до 6 баллов в эпицентре, в течение десяти лет не наблюдалось значительных проявлений сейсмической активности [1].

Уточненные параметры землетрясения 10 декабря 2012 г., рассчитанные в лаборатории исследования региональной сейсмичности ГС РАН:  $t_0=16:56:56.1$ ,  $\varphi=44.83^\circ\text{N}$ ,  $\lambda=37.52^\circ\text{E}$ ,  $h=31$  км,  $M_w=4.6$ ,  $K_p=11.5$ . Эпицентр землетрясения находился в 15 км к юго-востоку от Анапы, в 20 км к северо-западу от Новороссийска и в 115 км к западу-юго-западу от Краснодара. Землетрясение ощущалось на территории Краснодарского края, в Анапско-Новороссийской зоне Черноморского побережья Кавказа. Запись землетрясения сейсмической станцией «Анапа» на каналах BLZ и BLN приведена на рис. 1.

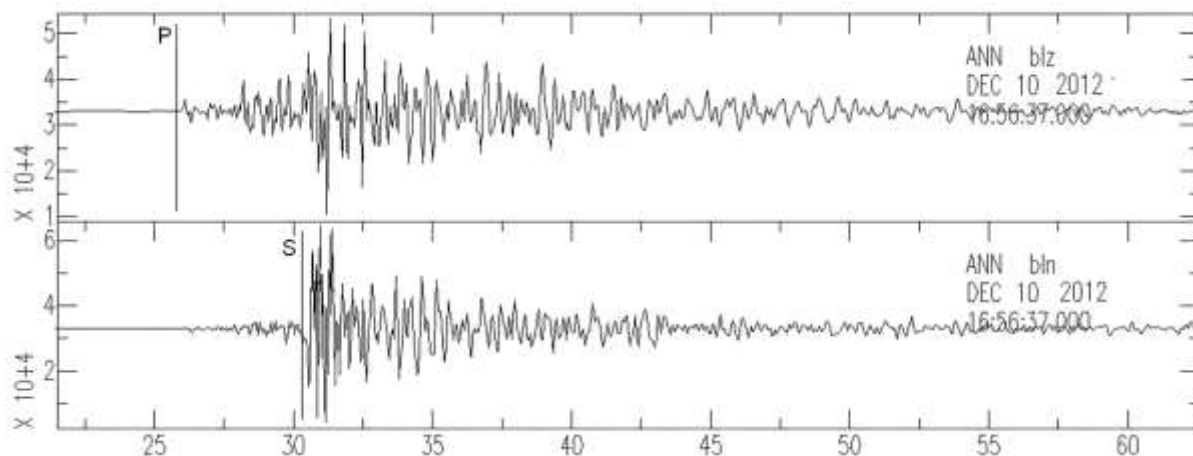
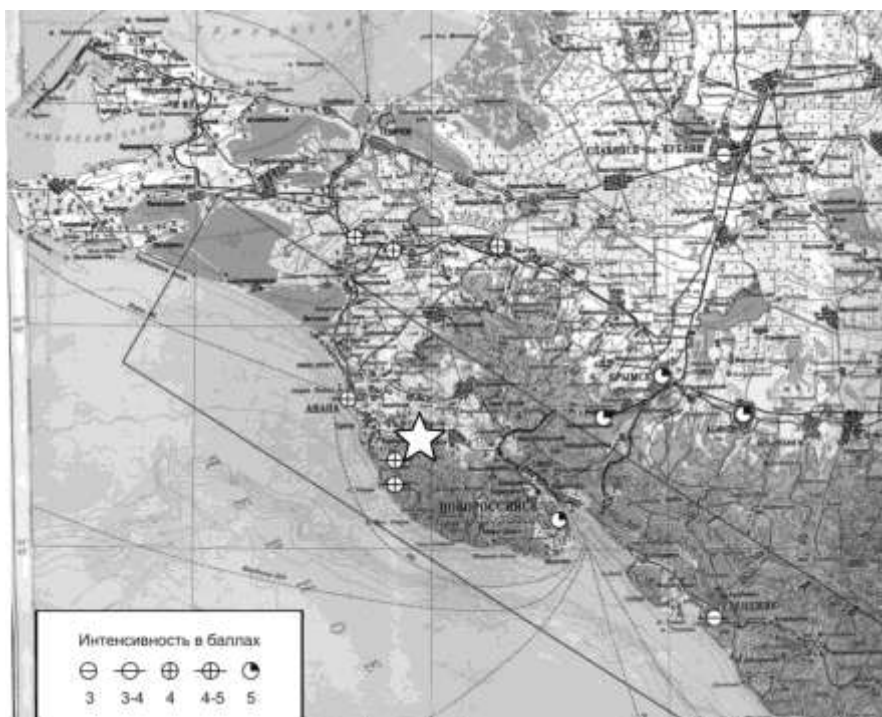


Рис. 1. Запись землетрясения 10.12.2012 г. станцией «Анапа» на каналах BLZ и BLN

В первые часы после землетрясения сотрудниками станции «Анапа» Геофизической службы РАН был проведен телефонный опрос жителей Анапско-Новороссийской зоны, в результате которого выполнена оперативная оценка интенсивности сотрясений в населенных пунктах в баллах по шкале MSK-64 [2]: Новороссийск, Крымск, Абинск, Нижнебаканская – 5 баллов; Сукко, Анапа, Утриш – 4–5 баллов; Юровка, Джигинка – 4 балла; Краснодар, Геленджик, Славянск-на-Кубани – 3–4 балла; Сочи – 3 балла.

Землетрясение произошло вечером в 20:56 по местному времени, все люди находились дома, поэтому ощутили практически все. На станцию «Анапа» сразу приехали пожарники и сотрудники МЧС, приходили люди. Волнение было очень сильное, жители Анапы выходили из домов с детьми и стариками. Кто не мог выйти, звонили на станцию и спрашивали, что делать. Вопросов было очень много, сотрудники станции старались успокоить людей по телефону. Большую активность проявили СМИ – корреспонденты анапских, краснодарских и новороссийских газет приходили на станцию, снимали, брали интервью, интересовались прогнозами.

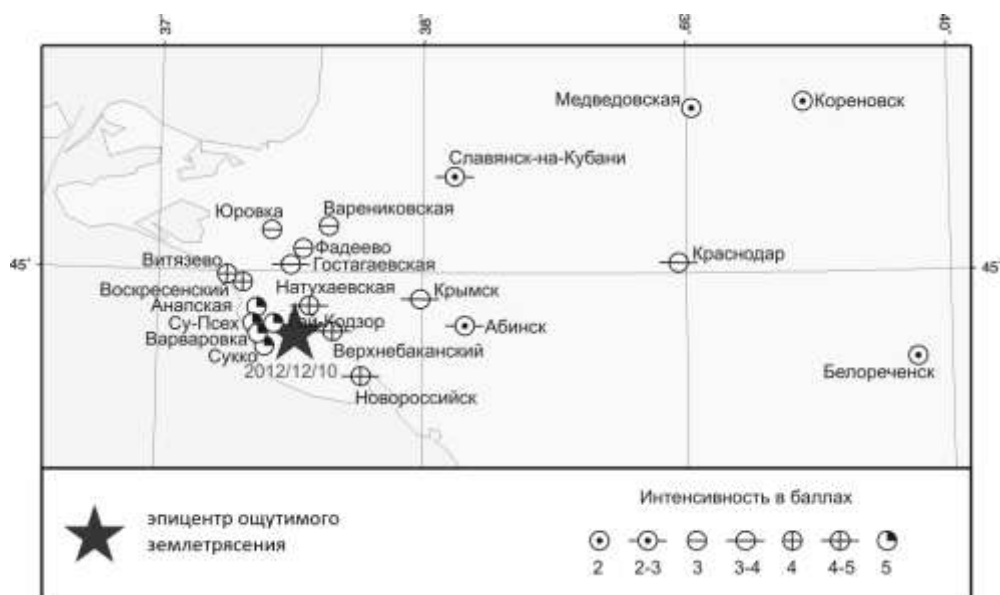
По результатам телефонного обследования была построена карта (рис. 2), которая приведена в Информационном сообщении Службы срочных донесений ГС РАН [1].



**Рис. 2. Ощутимость землетрясения 10 декабря 2012 г. по результатам телефонного опроса в первые сутки. Звездой показан инструментальный эпицентр**

Сравнение результатов оперативной оценки интенсивности (рис. 2) и локации эпицентра землетрясения (красная звезда на рис. 2) при сводной обработке записей сейсмостанций Кавказа обнаружило значительное несовпадение этих данных, поэтому было принято решение о выезде в населенные пункты и макросейсмическом обследовании Анапско-Новороссийской зоны.

13 декабря, через двое суток после землетрясения, сотрудники станции «Анапа», совместно с представителем МЧС провели макросейсмическое обследование на предоставленном МЧС транспорте целого ряда населенных пунктов: Сукко, Варваровка, Большой Утриш, Гайкадзор, Рассвет, Раевская, Натухаевская, Гостагаевская и Анапская. Разговаривали с людьми в магазинах, администрациях, школах. Заходили в дома, где жители жаловались на трещины. Макросейсмический очаг, полученный в результате данного обследования, гораздо лучше согласуется с инструментальным (рис. 3).



**Рис. 3. Карта пунктов-баллов землетрясения 10 декабря 2012 г. по результатам опроса при выезде в населенные пункты**

Ниже приведены результаты макросейсмического обследования землетрясения 10 декабря 2012 г. в Анапско-Новороссийской зоне от 13 декабря 2012 года.

*Силой 5 баллов* землетрясение ощущалось в Анапе, станице Анапской, Су-Псехе, Варваровке, Сукко, Гай-Кодзоре, Рассвете.

В Анапе слышался сильный гул, наблюдался испуг, паника у людей, дрожание стен, звон и скрежет оконных проемов, звон посуды, падение неустойчивых предметов, раскачивание люстр, хлопанье боковых поверхностей стола-книжки, срабатывание сигнализации у машин. В одном доме лопнуло оконное стекло. Многие отмечали лай собак. Отдельные люди обращались по поводу трещин в жилых помещениях. Были перерывы в сотовой связи. В одном доме раскачивался холодильник с северо-востока на юго-запад.

Су-Псех (5–6 км от эпицентра) – все опрашиваемые слышали гул, людей охватил сильный испуг, паника, упала икона с иконостаса, отмечалось дрожание стен, было впечатление, что стены расходятся. Компьютер качался. Кофе из чашки выплеснулось, молодая женщина стояла у окна – ее отбросило, чуть не упала, упали цветы с подоконника, качался шкаф и разбилась чашка, одного человека сильно качнуло – подкосились ноги. Толчок резкий, потом плавное качание как волны, длительность толчка 10–20 с. По заявлению в администрацию Су-Псеха был осмотрен дом по ул. Советской, 53 (на горе) – в новом каркасном железобетонном здании постройки 2010 г. образовались многочисленные мелкие трещины в штукатурке, в ванной треснула плитка сверху, потолок ходил ходуном, крыша гремела, как консервная банка. При осмотре подвального помещения трещин не обнаружено.

Варваровка, Павловка, Сукко (10–12 км от эпицентра) – слышали гул. Почувствовали резкий толчок, длившийся 10–15 с. Испуг, паника, дребезжала и разбивалась посуда, раскачивались висящие предметы. Двигалась мебель, открылась и закрылась дверь, стены шатались, беспокойство домашних животных. Повреждений в зданиях не отмечалось.

Станица Анапская – слышался гул, сильно раскачивалась люстра, дребезжала посуда в серванте, качалась мебель.

*4–5 баллов.* В Натухаевской – ощущалось сильно, характер сотрясений резкий, горизонтальный, продолжительностью 10–20 с. Сильный испуг, упала полочка, открылась форточка, раскачивалась люстра. В одноэтажном частном доме качались стены, мебель, увеличались старые трещины.

Верхнебаканский. Почувствовали сильно в 5-этажном здании, верхние этажи сильно качало, испуг, паника, забрали детей и выехали к родителям в частный дом.

Новороссийск – почувствовали сильно, много паники, звонков, обращались из госпиталя по поводу трещины, зрители из кинотеатра разбежались.

*4 балла.* Воскресенск – 5-этажный блочный дом: на пятом этаже почувствовали сильно, раскачивалась мебель, вазочка упала.

Витязево – гул, шум, звон посуды, продолжительностью 3–5 с, разрушений не было, паники не было.

*3–4 балла.* Гостагаевская – опрашиваемые находились в доме. Лежали. Сильно подкинуло, пошатало. Дверцы в шкафу скрипели. Шифоньер шатался, образовалась трещина на крыше – старый шифер. В магазине на работе, звенели бутылки, продавец испугалась и выскочила на улицу. Собаки сильно метались, паники среди людей не было, разрушений не было, толчок прошел быстро – 10–20 с.

Крымск – почувствовали многие, дрожание стен. В двухэтажном здании почувствовали толчок, женщина испугалась, подняла панику, слышался звон посуды. Те, кто находился на улице, ничего не ощутили.

Краснодар – ощутили многие на верхних этажах, звон посуды, раскачивание висячих предметов, мебели, со стола покатались карандаши, форточка открылась, но многие не ощутили.

*3 балла.* Юровка – ощутили все, скрипели балки, дребезжали стекла. Недолго.

Фадеево – ощутили немногие.

Темрюк – были звонки МЧС, ощущали не сильно. Некоторые не заметили.

*2–3 балла*

Абинск – ощутили некоторые, дребезжание, толчок. Непродолжительно. Вторая половина города за железной дорогой совсем не ощутила.

Геленджик – на 3–4 этажах качались люстры, звенела посуда, на 9 этаже мебель сильно раскачивалась, сдвинулась кровать.

Славянск-на-Кубани – частный дом – не ощущали, а дочь, живущая в пяти минутах ходьбы, ощутила раскачивание мебели, движение дивана. По слухам, многие ощущали.

*2 балла*

Кореновск, Медведская, Белореченск – единичные ощущения.

Джигинка – ощутили слабо. Многие не заметили.

Мирчанка – ощутили слабо, звонков в администрацию почти не было.

Собранных данных оказалось недостаточно для уверенного проведения изосейст, поэтому для сбора дополнительных данных был произведен еще один выезд в населенные пункты, лежащие в основном к востоку от Новороссийска. Данные представлены в настоящем сборнике в [3].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Информационное сообщение об осязтимом землетрясении в Краснодарском крае 10 декабря 2012 года.* Сайт Геофизической службы РАН [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/info\\_quake.pl?mode=1&id=200](http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/info_quake.pl?mode=1&id=200).
- 2. Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В.* Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. – М.: МГК при Президиуме АН СССР, 1965. – 11 с.
- 3. Бяков Ю.А., Фоменко В.А., Мащенко А.В., Бяков А.Ю., Карцева М.В., Бяков А.А.* Об особенностях проявления землетрясения 10 декабря 2012 г. в Краснодарском крае. (В наст. сб.).

# МЕТОДИЧЕСКИЙ РАЗДЕЛ

## МЕТОДИКА КАЛИБРОВКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ В БАЙКАЛЬСКОМ ФИЛИАЛЕ ГС СО РАН

Е.А. Кобелева, В.В. Чечельницкий  
Байкальский филиал ГС СО РАН, г. Иркутск

**Аннотация.** Рассмотрен метод, применяющийся для калибровки сейсмических станций БФ ГС СО РАН. Суть этого метода заключается в том, что АЧХ всего канала равна произведению АЧХ маятника и тракта «усилитель+АЦП». Методом затухающих колебаний определяются постоянные сейсмометра и рассчитывается его АЧХ. АЧХ тракта «усилитель+АЦП» определяется с помощью генератора.

**Abstract.** The article describes the method used for the calibration of seismic stations Baikal Branch GS SB RAS. The essence of this method lies in the fact that the frequency response of the channel is equal to the frequency response of the pendulum and the path "amplifier+ADC." The method of damped oscillations are determined by characteristics of the seismometer, and calculated its frequency response. AFC tract of "amplifier+ADC" is determined by the generator.

### Введение

Байкальская региональная сейсмическая сеть в 2013 г. насчитывает 25 сейсмических станций. В настоящее время региональные сейсмические наблюдения на станциях БФ ГС СО РАН осуществляются цифровыми сейсмическими станциями (ЦСС) «Байкал-11, МС» (табл. 1), имеющими:

- три короткопериодных сейсмометрических канала повышенной чувствительности NS, EW, Z, которые регистрируют скорости колебаний (сейсмометры СМ-3, СМ-3КВ) примерно от 0.01–0.1  $мкм/с$  до 100–1000  $мкм/с$ ;
- три грубых канала NSg, EWg, Zg (сейсмометры ОСП-2М), которые регистрируют ускорения от 50–500  $мкм/с^2$  до 100–250  $см/с^2$ .

Таблица 1. Технические характеристики ЦСС «Байкал-11, МС»

№	Наименование	Характеристики
1	Количество регистрируемых каналов	6
2	Режим регистрации	непрерывный
3	Разрядность АЦП преобразователя	24 бит
4	Тип входов	дифференциальный
5	Входное сопротивление	20 $кОм$
6	Частота дискретизации	50, 100, 200, 400 $Гц$
7	Рабочая полоса частот	0–40 $Гц$
8	Шумы (0.15–40 $Гц$ )	<0.15 $мкВ$
9	Напряжение питания	9–15 $В$
10	Потребляемая мощность	<1.3 $Вт$
11	Диапазон рабочих температур	от –45 до +65 $°C$



Установке нового комплекта ЦСС на станции предшествовала сквозная калибровка каналов на виброплатформе С-004 в диапазоне 0.5–8 Гц с помощью поверенных приборов – генератора Г-6-26 и отсчетного микроскопа МПБ-2. Погрешность в определении чувствительности сквозного тракта составляла не более 10%. Дополнительно каналы проходили проверку на идентичность с эталонными каналами ЦСС на станции «Иркутск». В 2002 г. введен в практику расчетно-экспериментальный способ определения АЧХ цифровых сейсмометрических каналов с сейсмометрами СМ-3, СМ-3КВ. Суть этого способа заключается в том, что АЧХ всего канала равна произведению АЧХ маятника и тракта «усилитель+АЦП». Методом затухающих колебаний определяются постоянные сейсмометра и рассчитывается его АЧХ. АЧХ тракта «усилитель+АЦП» определяется с помощью генератора. Погрешность этого способа не более 15%.

В настоящее время на всех сейсмостанциях филиала амплитудно-частотные характеристики (АЧХ) чувствительных сейсмометрических каналов определяются расчетно-экспериментальным способом, а АЧХ грубых каналов определяются методом сравнения с чувствительными каналами по записям землетрясений. Фазовые характеристики каналов в первом приближении равны фазовым характеристикам сейсмометров.

#### **Экспериментально-расчетный способ определения АЧХ сейсмометрического канала**

В среднем на станциях Байкальского филиала ГС СО РАН калибровка приборов происходит раз в два года. Процедура проведения калибровки в БФ ГС СО РАН состоит из двух частей: определяются параметры сейсмометра и снимается АЧХ ЦСС на заданных частотах.

Амплитудная частотная характеристика системы  $H(f)$ , состоящей из нескольких блоков, равна произведению АЧХ этих блоков. В нашем случае регистрирующий тракт состоит из двух блоков: сейсмометр и «усилитель+АЦП»:

$$H_s(f) = H_1(f) \cdot H_2(f). \quad (1)$$

АЧХ магнитоэлектрического сейсмометра (СМ-3, СМ-3КВ и др.) определяется затуханием  $D_s$ , собственной частотой  $f_s$  сейсмометра и чувствительностью  $S_{sg}$  рабочей катушки сейсмометра [1].

Формула АЧХ сейсмометра по скорости:

$$H_s(f) = \frac{S_{sg} f^2}{\sqrt{(f^2 - f_s^2)^2 + 4D_s \cdot f_s^2 \cdot f^2}}. \quad (2)$$

Определение параметров сейсмометра заключается в измерении (или установлении) собственного периода  $T_0 = 2.00$  с (допустимый интервал – 5%). С помощью панели для определения постоянных (набор шунтирующих резисторов) проводится запись затухающих колебаний ( $T = 40–60$  с) рабочей и демпферной катушек сейсмометров NS, EW, Z. Для СМ-3 сопротивление  $R_d$  задается  $\infty$ , 7000, 5000, 3000 Ом, для СМ-3КВ сопротивление  $R_d$  задается  $\infty$ , 600000, 400000, 200000 Ом. При записи демпферной катушки СМ-3КВ для «Байкал-11» последовательно с рабочей катушкой включается сопротивление 500 кОм. Так же измеряются сопротивления рабочей и демпферной катушек и входное сопротивление ЦСС «Байкал 11, МС».

**Таблица 2. Технические параметры сейсмометров**

№	Наименование параметров	СМ-3	СМ-3КВ
1	Период свободных колебаний маятника, $T_s$ , с	2	2
2	Момент инерции $K$ , кг·м <sup>2</sup>	$8.5 \cdot 10^{-3}$	$8.5 \cdot 10^{-3}$
3	Приведенная длина маятника $l$ , м	$8.4 \cdot 10^{-2}$	$8.4 \cdot 10^{-2}$
4	Сопротивление рабочей катушки $R_{sg}$ , Ом	55	2000, 3000
5	Сопротивление катушки затухания $R_{sd}$ , Ом	60	50
6	Чувствительность рабочей катушки $S_{sg}$ , В·с/м	15	125
7	Чувствительность катушки затухания $S_{sd}$ , В·с/м	15	15

Постоянные электромагнитного затухания рабочей и демпферной катушек сейсмометра  $a_{sg}$  и  $a_{sd}$  определяются методом затухающих колебаний, и далее по известным формулам (3–5) рассчитываются коэффициент затухания  $D_s$  и чувствительность сейсмометра  $S_{sg}$  [1]. Значения приведенной длины  $l_s$  и момента инерции маятника  $K_s$  принимаются паспортные (табл. 2). Магнитоэлектрическая постоянная сейсмометра  $G$  выражает собой ЭДС, возникающую в катушке преобразователя при угловой скорости маятника  $1 \text{ рад/с}$ .

$$a_{sg} = \frac{G^2 T_0}{4\pi K_s}, \quad a_{sd} = \frac{G^2 T_0}{4\pi K_s}, \quad (3)$$

$$S_{sg} = \frac{G_{sg}}{l_s}, \quad S_{sd} = \frac{G_{sd}}{l_s}, \quad (4)$$

$$D_{sg} = \frac{a_{sg}}{R_{sg} + R_{yc}}, \quad D_{sd} = \frac{a_{sd}}{R_{sd} + R_d}. \quad (5)$$

В связи с отсутствием достаточного количества сейсмометров СМ-3(КВ) с коэффициентом затухания больше 0.707 и невозможностью перематывать катушки и намагничивать магниты для достижения лучшего затухания на всех станциях БФ ГС СО РАН для унифицирования характеристик сейсмометра вводится коэффициент затухания 0.5. Это обеспечивается соответствующим шунтирующим сопротивлением демпферной катушки маятника  $R_d$ :

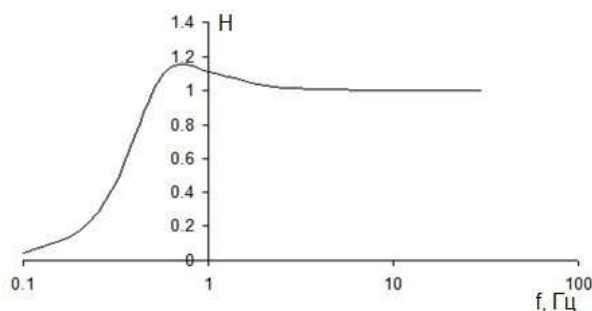
$$D_s = D_{s0} + D_{sd} + D_{sg}, \quad (6)$$

$$D_s = 0.5, \quad (7)$$

$$D_{sd} = D_s - D_{s0} - D_{sg}, \quad (8)$$

$$R_d = \frac{a_{sd}}{D_{sd}} - R_{sd}. \quad (9)$$

На всех станциях БФ ГС СО РАН приборы СМ-3 и СМ-3КВ настроены на период 2 с; коэффициенты затухания практически у всех равны 0.5. На рис. 1 приведена АЧХ сейсмометров СМ-3 и СМ-3КВ без множителя  $S_{sg}$  (чувствительности).



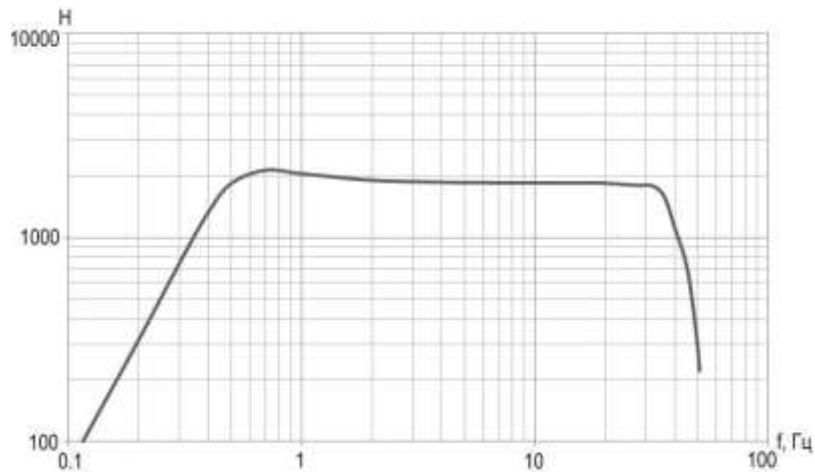
**Рис. 1. АЧХ сейсмометров СМ-3 и СМ-3КВ на станциях БФ ГС СО РАН без нормирующего множителя  $S_{sg}$  ( $D_s=0.5$ ,  $T_0=2.0$  с)**

АЧХ усилителя определяется с помощью генератора по формуле:

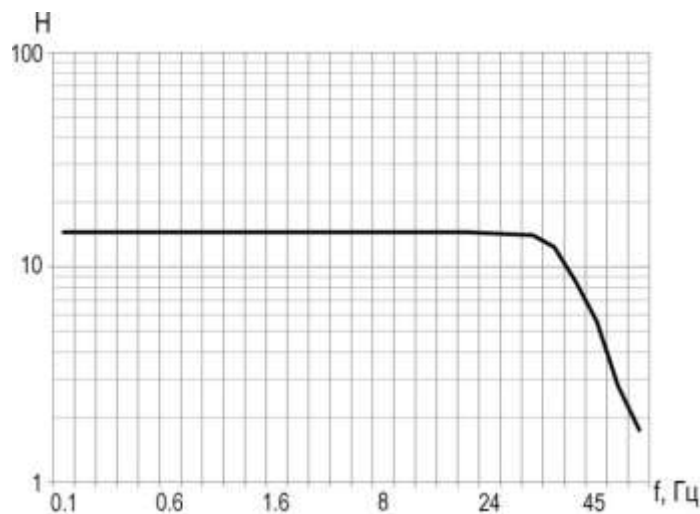
$$H_2(f) = \frac{A_f}{U_0}, \quad (10)$$

здесь  $A_f$  – амплитуда на записи в отчетах;  $U_0$  – напряжение с генератора.

Расчет АЧХ сейсмометрического тракта ЦСС «Байкал-11» с сейсмометром СМ-3КВ реализован с помощью программы Microsoft Office Excel. АЧХ всего тракта показана на рис. 2. Для удобства определения АЧХ сейсмометрического канала экспериментально – расчетным способом и обратной ей величины, которую мы называем масштабным коэффициентом канала  $K$ . По результатам расчетов у каждого сейсмометра для демпферной катушки выставляется шунтирующее сопротивление  $R_d$ , соответствующее затуханию 0.5. АЧХ ЦСС «Байкал-11» приведена на рис. 3.



**Рис. 2. АЧХ сейсмометрического тракта ЦСС «Байкал-11, МС» с сейсмометром СМ-3КВ (сейсмическая станция «Листвянка»)**



**Рис. 3. АЧХ ЦСС «Байкал-11, МС» (сейсмическая станция «Листвянка»)**

По окончании калибровки весь канал собирается в рабочее состояние и одиночным импульсом (зажимаем маятник в крайнем положении и отпускаем) проверяются полученные результаты.

В настоящее время для многих задач в программах обработки сейсмологических данных требуется представление частотной характеристики измерительного канала в виде нулей и полюсов. Для сейсмометров электродинамического типа СМ-3 и СМ-3КВ передаточная функция имеет два нуля  $z_1, z_2$  и два полюса  $p_1, p_2$  [3]:

$$z_1 = z_2 = 0 + i0, \quad (11)$$

$$p_1 = -D_s \omega_0 + i\omega_0 \sqrt{1 - D_s^2}, \quad p_2 = -D_s \omega_0 - i\omega_0 \sqrt{1 - D_s^2}, \quad (12)$$

где  $D_s$  – коэффициент затухания сейсмометра,  $\omega_0$  – круговая частота собственных колебаний сейсмометра, равная  $2\pi/T_0$ .

Следовательно, значения полюсов равны:

$$p_1 = -1.57 + i2.719. \quad (13)$$

АЧХ сейсмометра мы представляем в виде:

$$H_1(f) = S_{sg} \cdot T(s), \quad (14)$$

$$T(s) = \frac{(if - z_1)(if - z_2)}{(if - p_1)(if - p_2)}. \quad (15)$$

Нули и полюса для ЦСС «Байкал-11, МС» подбираются вручную и для каждого прибора они индивидуальны.

Второй используемый в БФ ГС СО РАН способ калибровки – метод сравнения с эталонным каналом. В основном этот метод служит для проверки АЧХ грубых каналов на станциях. В качестве эталонных каналов выступают чувствительные каналы.

В качестве эталона используется комплект из регистратора АС86 и акселерометра Guralp CMG-5T. Эталонный канал проходил проверку на виброплатформе и регулярно проверяется на идентичность с сейсмической станцией «Иркутск».

По записям, полученным с эталонного канала и калибруемого, с помощью программы ХХ сравниваются амплитудные спектры, строится взаимный спектр, определяется АЧХ и ФЧХ последнего и функция когерентности. Функция когерентности позволяет оценить погрешность определения АЧХ, которая зависит от длительности и частотного состава записей [2].

Для проверки корректности данных шестиканальных сейсмических записей, представленных в формате файлов «Baikal», разработана программа Check Agent. Система проверки качества работы каналов ЦСС основывается на попарном сравнении чувствительных (NS, EW, Z) и соответствующих им грубых (NSg, EWg, Zg) каналов после процедур интегрирования или дифференцирования, которые позволяют производить сравнение в одинаковых единицах измерения. Первым критерием качества регистрируемых данных является отношение среднеквадратических отклонений, определенных по преобразованным данным чувствительного канала и соответствующему ему грубому каналу, выраженное в процентах. Вторым критерием качества записи является коэффициент корреляции, определенный по данным чувствительного канала и данным соответствующего грубого канала.

### Заключение

В статье рассмотрена процедура регулярной калибровки сейсмических станций БФ ГС СО РАН. По статистике (за шесть лет) выявлено, что заметные изменения параметров (отличные от погрешности измерений) выявляются раз в два года. В качестве примера приведены изменения параметров сейсмометра СМ-3 и ЦСС «Байкал-11» NS-канала сейсмической станции «Аршан» за последние пять лет (табл. 3). Затухание  $D_s$  у сейсмометра СМ-3 приведено измеренное, коэффициент усиления  $K_{tr}$  характеризует усилитель и АЦП в ЦСС «Байкал-11».

**Таблица 3. Изменение параметров на станции «Аршан» за 2009–2013 гг.**

№	Год	$D_{sg}$	$T_0$	$S_{sg}$	$K_{tr}$
1	2013	0.56	2.00	15.96	0.44
2	2012	0.6	2.03	16.11	0.44
3	2011	0.64	2.01	16.24	0.44
4	2010	0.64	2.01	16.24	0.45
5	2009	0.64	2.00	16.51	0.45

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР.* – М.: Наука, 1974. – 244 с.
2. *Бендат Д., Пирсол А.* Применение корреляционного и спектрального анализа. – М.: Мир, 1983. – 312 с.
3. *Быкова В.В., Арефьев С.С.* О частотной характеристике сейсморегистрирующей системы: нули и полюса передаточной функции // Сейсмические приборы. – 1998. – Т. 30. – С. 15–21.

## ПОВЫШЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРОЦЕССОРА ОБРАБОТКИ СИГНАЛОВ ПРОГРАММЫ WSG

<sup>1,2</sup>И.Н. Сафронич, <sup>3</sup>С.А. Красилов, <sup>1,2</sup>С.И. Колесникова, <sup>3</sup>А.В. Савенков  
<sup>1</sup>ГС РАН, г. Воронеж  
<sup>2</sup>Воронежский государственный университет, г. Воронеж  
<sup>3</sup>ГС РАН, г. Обнинск

**Аннотация.** На конкретных примерах рассмотрены дополнительные возможности математической обработки записей сейсмических станций программы WSG при решении научно-исследовательских и производственных задач.

**Abstract.** On specific examples considered are additional possibilities of mathematical processing of the records of seismic stations of the program WSG when solving scientific and manufacturing tasks.

Данная статья является продолжением публикации «Некоторые возможности и технологические приемы применения программы WSG для научно-исследовательской работы», опубликованной в 2011 г. в материалах Шестой Международной сейсмологической школы [1]. В ней было дано подробное описание процессора обработки сигнала (ПОС) программы WSG, показаны возможности и технологические приемы использования ПОС при решении научно-исследовательских и прикладных задач. Целью опубликованной статьи было привлечь внимание пользователей программы WSG к ее возможностям по реализации достаточно сложных и эффективных алгоритмов обработки сейсмологических данных. Кроме того, заинтересовать разработчиков WSG в дальнейшем развитии ПОС, а именно – снятие некоторых «исторических» ограничений, устранение замеченных ошибок, а также расширение его функциональных возможностей. Версия WSG с модифицированным ПОС (5.578) создана только 14 июня 2013 года. Поэтому в статье рассмотрена возможность повышения эффективности работы ПОС доступными пользователю методами путем совершенствования технологических приемов без использования новых возможностей, которые будут рассмотрены дополнительно в конце статьи.

В опубликованной ранее статье [1] было рассмотрено два технологических приема: кнопка «ПУСК» и счетчик, который может считать количество нажатий кнопки «ПУСК». Эти технологические приемы используют внутреннюю функцию автоматического обновления содержимого рабочих окон ПОС и позволяют осуществить циклическую обработку сейсмологических записей. При этом число циклов задается количеством нажатий кнопки «ПУСК» («Enter» при выделенном окне W0, подробно см. в [1]), а переменной цикла является окно W1, значение которого изменяется (обычно увеличивается на 1) перед выполнением каждого автоматического обновления окон, что позволяет на каждом цикле выбирать для расчета новый интервал данных.

Рассмотренные технологические приемы позволяют существенно облегчить процесс накопления спектральных составов, а также точно учесть количество обработанных интервалов. Кроме того, позволяют рассчитывать одновременно (в одном цикле) вариации значений до 30 уровней сейсмических фильтрованных и не фильтрованных записей. Однако большим ограничением для использования этой процедуры является необходимость ручной записи результатов расчета в тетрадь с последующим набором значений в электронной таблице для их визуализации.

Одним из способов преодоления этого ограничения была бы возможность сохранения результатов на каждом цикле расчетов в рабочем окне. К сожалению, в отличие от программы DADISP, в программе WSG нет такой функции, однако, используя имеющиеся в WSG функции, ее можно реализовать. Используя то, что ПОС работает с рядами данных, переформулируем задачу на язык рядов. Для осуществления сохранения полученного значения в окне необходимо к имеющемуся ряду значений добавить справа еще одно значение, которое мы собираемся сохранить. При этом длина ряда в окне сохранения должна увеличиться на 1. Простейшим алгоритмом, реализующим эту возможность, может являться следующий:

- увеличить длину ряда в окне сохранения на одно нулевое значение справа;
- создать ряд нулевых значений, равный длине ряда сохранения, в конце которого добавить значение, которое нужно сохранить;
- произвести суммирование двух рядов с сохранением результата в окне сохранения.

В результате образуется ряд, в конце которого будет находиться новое значение.

Для изменения длины ряда в ПОС используется процедура  $Extract(w0, a, b)$ , которая может не только вырезать часть ряда  $w0$ , но и добавлять нулевые значения в случае, если ряд  $w0$  закончился или еще даже не начался (при нулевом и отрицательных значениях  $a$ ). Для наглядности и лучшей иллюстрации работы алгоритма сохранения в рабочем окне рассмотрим пример, позволяющий последовательно сохранять в окне W1 набираемые в окне W0 числа.

#### Пример 1

W0: вводимое число

W1:  $Extract(w1, 1, SizeOf(w1)+1) + Extract(w0, -SizeOf(w1)+1, SizeOf(w1)+1)$

После записи формулы в окно W1 вводим число в окно W0 и нажимаем «Enter». В результате в окне W1 рисуется график, состоящий из двух точек, первая из которых имеет нулевое значение, а вторая равна введенному числу. Продолжая вводить новые значения в окно W0 (или просто нажимая «Enter», вводя то же значение) длина ряда W1 увеличивается за счет добавления введенных значений. Полученный ряд значений можно сохранить в файл или в электронную таблицу. Для того, чтобы начать ввод нового ряда значений, необходимо вырезать в буфер формулу из окна W1 и нажать «Enter», в результате чего значение в окне обнулится. После этого вставить обратно из буфера вырезанную формулу и ввести нужное число в окно W0.

Приведенный пример не представляет практической ценности, т.к. для создания нужного ряда проще использовать электронную таблицу с последующим вставлением полученного ряда в окно ПОС. Однако этот пример на практике показывает возможности применения механизма сохранения результата в рабочем окне. Используем эти возможности для автоматизации решения некоторых задач.

#### Вариации уровня микросейсмического шума

Одной из таких задач является получение суточной вариации уровня микросейсмического шума (U) на 20-минутном интервале как в открытом канале, так и в различных частотных диапазонах. Пример 2 иллюстрирует возможности нового инструментария для проведения вариационных исследований.

#### Пример 2

W0: 1

– «ПУСК»

W1:  $w1 + w0$

– «Счетчик»

W2:  $Mean(Abs(Extract(tn - Mean(tn), w1 * 1200 / GetDx(tn), 1200 / GetDx(tn))))$

– «Значение U»

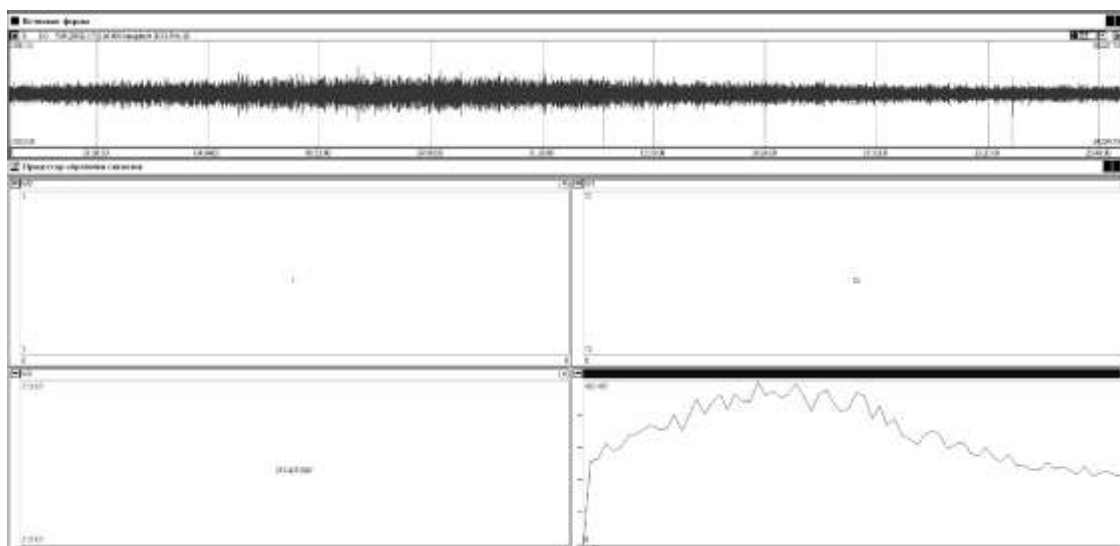
W3:  $Extract(w3, 1, SizeOf(w3)+1) + Extract(w2, -SizeOf(w3)+1, SizeOf(w3)+1)$

– «Вариация U»

Для его реализации необходимо: открыть в окне волновых форм  $Dn$  суточную запись исследуемой волновой формы с запасом по 20 мин до начала суток и по окончании (1 сут 40 мин); осуществить преобразование волновой формы, используя коэффициент преобразования канала  $Koef$  (формула:  $(Current - Mean(Current))/Koef$ , подробнее в статье [1]); после загрузки рабочей области примера 2 выбрать окно W0 и нажать «Enter». В результате:

- переменная счетчика станет равной 1;
- в окне W2 запишется результат расчета уровня микросейсмического шума во втором от начала 20-минутном интервале преобразованной записи в окне волновых форм  $m$ ;
- в окне W3 сохранится рассчитанное значение уровня.

Нажимая «Enter» при выбранном окне W0 еще 71 раз, в окне W3 получим суточную вариацию, которую можно сохранить в файл или электронную таблицу (Excel). Результат работы примера приведен на рис. 1. Особенностью полученного результата является наличие первого нулевого значения, которое можно убрать после сохранения результата в электронную таблицу.



**Рис. 1. Результат расчета суточной вариации микросейсмического шума**

Для получения вариации уровня на более длительном интервале можно, используя программу WSG версии 5.570 и выше, вывести в окне волновых форм участок записи до четырех суток и провести его обработку рабочей областью примера 2. При этом число нажатий на кнопку «ПУСК» возрастет до 288. Для получения более длительной вариации необходимо в окне волновых форм установить новый интервал, а для продолжения сбора данных в окне W3 необходимо обнулить значение счетчика в окне W1. Для этого можно временно поставить блокировку на окно W2 (нажать кнопку с изображением замка), в окне W1 вместо формулы  $w1+w0$  ввести число 0 и нажать «Enter». Затем вернуть назад формулу, и снять блокировку с окна W2. После этого выбираем окно W0 и производим нужное количество нажатий на «Enter». Повторяя эти операции, можно получить вариацию уровня для любого по длительности интервала.

Однако при выполнении расчетов последовательно на нескольких интервалах может возникнуть проблема, связанная с механической ошибкой (от большого числа нажатий), которую будет тяжело найти и устранить в результирующей вариации. Для ее решения необходимо создать способ сохранения информации, которая характеризует текущий обработанный интервал. Самым простым способом является сохранение текущего значения счетчика (W1), однозначно характеризующего номер участка записи на выбранном интервале:

W4:  $Extract(w4,1,SizeOf(w4)+1)+Extract(w1,-SizeOf(w4)+1, SizeOf(w4)+1)$ .

Однако полученный ряд содержит информацию только о времени интервала, но не содержит информацию о дате интервала. В качестве временной метки интервала можно использовать, например, дату и время начала участка обработки. Для этого представим дату и время как вещественное число, в котором целая часть является датой, а дробная – временем. В качестве даты будем использовать запись даты без знаков разделения (для 23.05.2012 г. получим 20120523 или 23052012). В качестве времени можно использовать: время без «двоеточий» (12:23:34 – получим 122334), время в секундах от начала суток (12:23:34 – получим 44614), а также текущее значение счетчика. Таким образом, дата и время начала участка записи могут быть представлены в виде: 20120523.122334. Программа WSG позволяет работать с данными, дробная часть которых не превышает шесть знаков. Поэтому при данном способе представления возможно сохранение информации о дате и времени с точностью до секунд. Для решения большинства задач данной точности достаточно.

Модифицируем рабочую область примера 2.

Пример 3

W0: 20120523	– «ПУСК (начальная дата интервала)»
W1: $w1+w0-w0+1$	– «Счетчик»
W2: $w0+w1/1000$	– «Дата-номер окна (t)»
W3: $Extract(w3,1,SizeOf(w3)+1)+Extract(w2,-SizeOf(w3)+1, SizeOf(w3)+1)$	– «Вариация t»
W4: $Mean(Abs(Extract(tn-Mean(tn),w1*1200/GetDx(tn),1200/GetDx(tn))))$	– «Значение U»
W5: $Extract(w5,1,SizeOf(w5)+1)+Extract(w4,-SizeOf(w5)+1, SizeOf(w5)+1)$	– «Вариация U»

Как видно из примера 3, дата задается числом в окне W0, а формула счетчика модифицирована. В качестве шкалы времени использован номер участка записи. При последовательной обработке нескольких интервалов новая дата интервала записывается в окно W0. С помощью несложной формулы можно преобразовать в программе Excel ряд вещественных чисел из окна W3 в формат «дата-время». Таким образом, в результате каждому значению вариации U поставлено в соответствие дата и время начала участка записи, для которых рассчитано это значение.

Для повышения эффективности можно, скопировав и подкорректировав содержимое окон W4 и W5, создать рабочую область, которая позволит обработать одновременно до 14 каналов. Таким образом, используя все 32 окна ПОС, можно получить одновременно 14 вариаций различных фильтрованных и не фильтрованных записей.

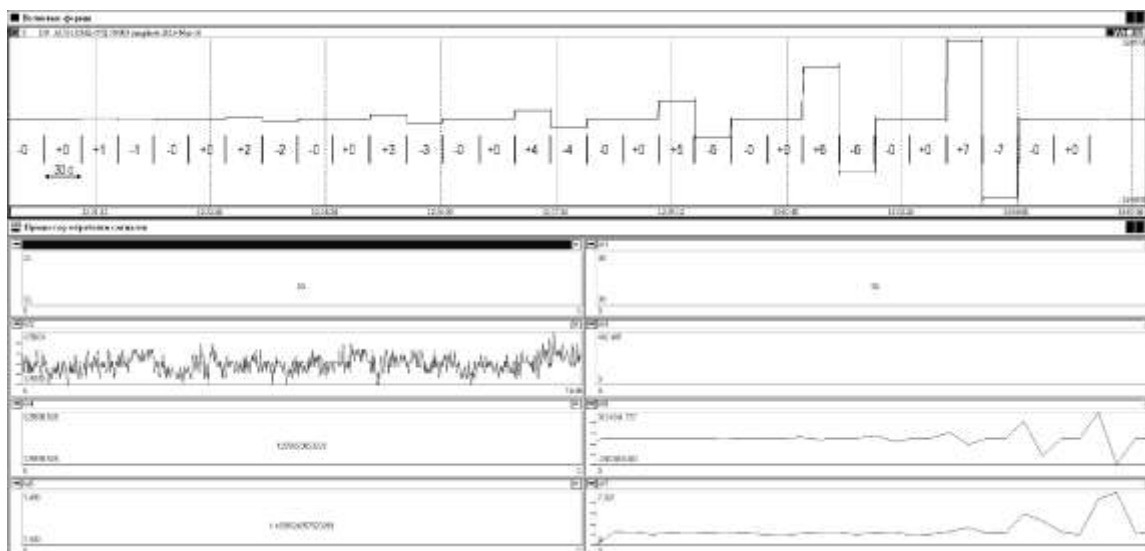
### **Обработка результатов тестирования каналов станции**

В лаборатории сейсмического мониторинга Воронежского кристаллического массива (ЛСМ ВКМ) ГС РАН используются сейсмические станции UGRA различных модификаций, поэтому возник вопрос о возможности замены блока сбора при выходе его из строя без изменения АЧХ канала. Для решения этой задачи использовалась возможность канала сейсмической станции работать на нулевой частоте (постоянный уровень). Для этого на базе источника опорного напряжения МАХ6325 с выходным напряжением 2.5 В был собран переключаемый источник напряжения с буферизацией на LT1028, который питается от двухполярного питания на входном разъеме сейсмической станции. Переключаемый источник напряжения имеет делитель напряжения, собранный на прецизионных сопротивлениях С2-29, который обеспечивает переключение восьми уровней напряжения от 0 до 2.5 В с возможностью изменения полярности для каждого уровня. На выходе делителя расположен инструментальный усилитель INA121 с единичным усилением, выходное напряжение с которого подается на вход канала станции.

Полученные выходные значения напряжений измерялись двумя вольтметрами с разрешением 4.5 десятичных разряда, один из которых имеет свидетельство о поверке, и оценивалось влияние на выходные значения изменения напряжения питания и сопротивления нагрузки. В результате установлено, что переключаемый источник напряжения при изменении входного напряжения питания от 9 до 18 В и при сопротивлении нагрузки не менее 2 кОм обеспечивает стабильность выходных уровней в пределах 50 мкВ, т.е. с точностью до четвертого знака после запятой.



Для облегчения обработки получаемого материала использовался алгоритм переключений уровней по времени. Достаточной длительностью записи при дискретизации 50 *отсч/с* можно считать интервал в 15 *с*, содержащий 750 результатов измерений постоянного уровня. Для исключения влияния переходных процессов в момент переключения уровней, а также учитывая нестабильность момента переключения в ручную, увеличим длину записи в два раза (до 30 *с*). Сейсмический сигнал, поступающий из сейсмоприемников, обычно имеет нулевой уровень постоянной составляющей, поэтому будем менять напряжение в следующей последовательности: плюс ноль, уровень плюс, уровень минус, минус ноль и т.д. Полученная запись представлена на рис. 2 в окне волновых форм.



**Рис. 2. Результат тестирования канала сейсмической станции UGRA**

Для расчета выбираем кусок записи 15 *с*, начиная с десятой секунды 30-секундного интервала. В качестве результирующего значения используем среднее значение, а в качестве оценки точности полученного результата используем среднеквадратическое отклонение. Рассмотрим рабочую область для обработки полученного материала (пример 4).

Пример 4

- W0: 30 – «ПУСК (длина записи в сек)»
- W1:  $w1 + w0 - w0 + 1$  – «Счетчик»
- W2:  $Extract(d0, w0 * (w1 - 1) / GetDx(d0) + (w0 / 3) / GetDx(d0), (w0 / 2) / GetDx(d0))$  – «Ряд замеров»
- W3:
- W4:  $Mean(w2)$  – «Среднее значение уровня»
- W5:  $Extract(w5, 1, SizeOf(w5) + 1) + Extract(w4, -SizeOf(w5) + 1, SizeOf(w5) + 1)$  – «Ряд значений»
- W6:  $Sqrt(Mean((w2 - Mean(w2))^2))$  – «Среднеквадратическое отклонение»
- W7:  $Extract(w7, 1, SizeOf(w7) + 1) + Extract(w6, -SizeOf(w7) + 1, SizeOf(w7) + 1)$  – «Ряд ср. кв.»

Представленная на примере 4 рабочая область обладает некоторой универсальностью. Она позволяет обрабатывать измерения на любых по длительности интервалах. Для настройки рабочей области под нужную длительность необходимо вписать в окно W0 длину интервала измерения в секундах. В окне W2 автоматически производится отступ на одну треть длины интервала и выбирается кусок записи его половинной длины. В окне W4 рассчитывается значение текущего уровня в отсчетах, которое сохраняется в окне W5. В окне W6 рассчитывается среднеквадратическое отклонение для окна W2, которое сохраняется в окне W7.

Как видно из рис. 2, ноль у канала станции UGRA расположен на уровне порядка 125595 отсчетов (окно W4). При этом среднеквадратическое отклонение у 750 значений составляет 1.5 отсчета (окно W6). Существенное смещение положения нуля связано с тем, что для повышения точности работы сигма-дельта АЦП в канале станции UGRA производится принудительное смещение уровня нуля.

Максимальное значение среднеквадратического отклонения 7.3 отсчета соответствует уровню  $\pm 2.5 B$ . При входных напряжениях в пределах  $\pm 1 B$  среднеквадратическое отклонение не превышает 2.5 отсчетов. Увеличение среднеквадратического отклонения для уровней более 1 B, возможно, связано с тем, что десяти секунд после переключения недостаточно для выхода напряжения на стабильный уровень. Это может быть связано как с особенностями источника, так и с особенностями канала или АЦП сейсмической станции. Однако отклонение в 7 отсчетов является несущественным на уровне порядка 3250000 отсчетов. Полученные ряды значений из окон W5 и W7 переносятся на лист Excel, где уже подготовлена форма для расчета коэффициента преобразования канала, который получается как среднее значение из семи коэффициентов, рассчитанных для каждого перепада напряжения от положительного уровня до отрицательного.

Используя расширенную на три канала версию примера 4, рассчитаны коэффициенты преобразования каналов девяти сейсмических станций UGRA с заводскими номерами от № 37 до № 156. В результате образовалось две группы станций с близкими значениями коэффициента преобразования. Так, каналы четырех станций последней модификации UGRA 3.0 (№ 148) можно характеризовать коэффициентом преобразования  $0.8284 \pm 0.0050$  мкВ/отсч. с 99%-ным уровнем надежности. Каналы четырех сейсмических станций UGRA предыдущих модификаций (с ЖКИ-дисплеем и без), начиная с № 37 по № 103, имеют коэффициент преобразования  $0.7854 \pm 0.0013$  мкВ/отсч. с 99%-ным уровнем надежности. Исключением являются каналы станций № 44. Их коэффициент преобразования –  $0.9025 \pm 0.0016$  мкВ/отсч. с 99%-ным уровнем надежности.

Как видно из полученных доверительных интервалов коэффициентов преобразования, относительная ошибка в группах составляет менее 1%. Таким образом, для сейсмических станций одной модификации взаимозаменяемость блоков сбора возможна без изменения АЧХ каналов. В случае замены с изменением модификации оборудования относительная ошибка может возрасти до 6%. Хотя, с точки зрения расчета энергетических характеристик событий, такая ошибка является незначительной. Это позволяет использовать осредненную характеристику по разным модификациям сейсмических станций UGRA:  $0.8176 \pm 0.0184$  мкВ/отсч. с 99%-ным уровнем надежности. Это снижает относительную ошибку до 3%.

#### **Сверка сейсмических каналов и возможности ПОС по обработке результатов**

Для поддержания оборудования в рабочем состоянии необходимо контролировать его правильную работу. Одной из задач является определение АЧХ сейсмометрического канала. Для их получения необходимо использовать прямые измерения на вибростенде, где на разных частотах создаются колебания, амплитуда смещений которых измеряется с высокой точностью. Однако в большинстве подразделений ГС РАН оборудование такого типа отсутствует.

Одним из способов решения этой задачи является сверка проверяемого оборудования с образцом. В ЛСМ ВКМ в качестве образца используется специально выделенный комплект оборудования (поверочный TEST), включающий сейсмическую станцию UGRA (полевой вариант с ЖКИ монитором) с сейсмоприемниками СМ-3КВ. Предварительно этот комплект оборудования прошел сверку в г. Обнинске на постаменте, расположенном в штольне на глубине 30 м с находящимся там оборудованием сейсмической станции OBN (каналы BNZ10, BHN10, BHE10) с GURLAP CMG-3T (рис. 3).

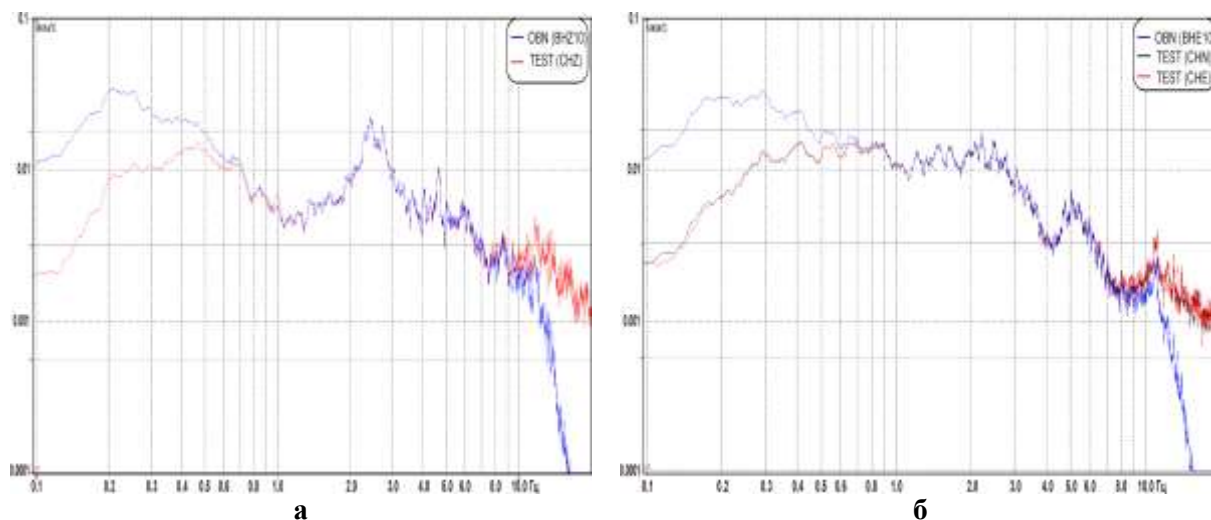
Сейсмические станции синхронизировались независимо с помощью своих антенн GPS. Частота дискретизации станции TEST – 50 отсч/с, станции OBN – 40 отсч/с. При сверке оборудования горизонтальные сейсмоприемники станции TEST были ориентированы в одном восточном направлении для проверки идентичности их работы.

Используя коэффициенты преобразования каналов станций (*Coef*, см. выше), были проанализированы спектральные составы полученных записей. Для оценки правильной работы оборудования использовалось сравнение мгновенных спектральных составов одномоментных записей по каналам обеих станций.



**Рис. 3. Сверка сейсмической станции**

На рис. 4 представлен пример спектрального состава 5-минутной записи микросейсмического фона. Как видно из рисунка, диапазон частот, в котором спектральные составы записей имеют наилучшее совпадение (различие менее 3%), является 0.8–8.0 Гц, что хорошо соответствует пересечению областей столообразных амплитудно-частотных характеристик двух типов сейсмоприемников с учетом различий в частоте дискретизации каналов.



**Рис. 4. Экспресс-оценка спектральных составов одномоментных записей вертикальных (а) и горизонтальных составляющих (б) микросейсмического фона**

Как видно из рис. 4 б, горизонтальные сейсмические каналы с сейсмоприемниками одного и того же типа (станция TEST) имеют очень близкий спектральный состав в диапазоне частот от 0.1 до 20.0 Гц. Сравнение областей совпадения частотных составов на других пятиминутных интервалах во время сверки позволяет оценить ее стабильность. Таким образом, ширина и стабильность диапазона частот, в котором наблюдается совпадение спектральных составов одномоментных записей на всем интервале сверки, а также ее соответствие области пересечения нормированных АЧХ для соответствующего типа сейсмометрических каналов, является достаточным критерием правильной работы оборудования сейсмической станции.

Кроме сравнения амплитудно-частотных характеристик, другим критерием правильной работы оборудования является синфазность и синхронность записей, получаемых на каналах одинаковой пространственной ориентации сейсмоприемников.

Как показывает опыт, оценка этих параметров является актуальной только при первоначальной подготовке комплекта оборудования сейсмической станции, т.к. в ходе его дальнейшей эксплуатации эти параметры, в отличие от частотных характеристик, без видимых причин меняться не могут. Однако простота выполнения этой проверки в программе WSG с использованием вертикального курсора в окне «Волновые формы», позволяет проводить ее при каждой сверке.

Экспресс-оценка может быть использована при проведении сверки оборудования на месте расположения проверяемой сейсмической станции. Для этого рядом с сейсмоприемниками проверяемой станции устанавливаются сейсмоприемники поверочной станции. Синхронизация оборудования производится от собственных антенн GPS. После совместной работы оборудования в течение одного-двух часов (без присутствия людей вблизи от места установки сейсмоприемников) на месте производится экспресс-оценка работы проверяемого комплекта оборудования. Положительный результат экспресс-оценки обычно является достаточным для подтверждения правильной работы комплекта проверяемого оборудования и актуальности имеющегося для него АЧХ. В случае обнаружения визуальных различий в форме мгновенных спектральных составов или временной синхронизации записей необходимо дополнительное изучение их причин.

Для получения количественных характеристик при обработке материала сверки сейсмических каналов можно использовать возможности ПОС программы WSG.

Первая возможность – сравнение не мгновенного спектрального состава, а накопленного по всему интервалу сверки. При этом выбор интервалов для расчета спектральных составов можно проводить как последовательно (автоматически), так и вручную при необходимости исключения участков записи, содержащих помехи от близких сейсмических источников (ближе 5 м от постаментов). Приведенная на примере 5 рабочая область осуществляет алгоритм ручного выбора интервалов для накопления.

#### Пример 5

W0: 1 – «ПУСК»  
W1: w1+w0 – «Количество накоплений»  
W2: Extract((tm-mean(tm))\*w0, 1/getdx(tm), Sizeof(tm)-2/getdx(tm)) – «Интервал St.1»  
W3: w3+Dspectrum(w2\*(0.54-0.46\*GCos(SizeOf(w2),GetDx(w2), 1/GetDx(w2)/SizeOf(w2)))) – «Накопленный спектральный состав St.1»  
W4: Extract((tm-Mean(tm))\*w0, 1/getdx(tm), Sizeof(tm)-2/getdx(tm)) – «Интервал St.2»  
W5: w5+Dspectrum(w4\*(0.54-0.46\*GCos(SizeOf(w4),GetDx(w4), 1/GetDx(w4)/SizeOf(w4)))) – «Накопленный спектральный состав St.2»

Загрузить пример 5. Перед его выполнением необходимо: в окна  $D_n$  и  $D_m$  ввести записи каналов, имеющих одинаковую пространственную ориентацию; выбрать длительность интервала для расчета спектрального состава (например, 5 мин+2 с для удаления краевых эффектов в ПОС), используя коэффициенты преобразования каналов преобразовать волновые формы (формула:  $(Current-Mean(Current))/Koeff$ ). Используя режим синхронизации окон и дополнительное окно волновых форм (для исключения пропадания преобразованной записи на тестируемых каналах) выбрать подходящий интервал, не содержащий запись от близко расположенного источника, например, людей возле постаментов. Перейти в ПОС и, выбрав окно W0, нажать «Enter». В результате в окне W1 число накоплений станет 1, а в окне W2 и W4 будут записаны центрованные и укороченные на 1 с по краям волновые формы. В окнах W3 и W5 на записи накладывается окно Хемминга и производится расчет дискретного преобразования Фурье с его накоплением в окнах W3 и W5. Повторяя выбор интервала и нажатие «ПУСК» до окончания имеющейся совместной записи, получаем накопленный спектральный состав по выбранным интервалам. Наложив спектральные составы друг на друга, можно произвести визуальное сравнение, а если четкое совпадение отсутствует, то в строке для наложения графика

можно добавить умножение или деление на коэффициент, который позволит наложить один график на другой. Таким образом, можно оценить отличие графиков в процентах (при умножении коэффициента на 100). Для получения осредненного спектрального состава необходимо окна W3 и W5 разделить на число накоплений из окна W1. Это можно сделать как в окнах ПОС, так и в программе Excel, где можно проводить дальнейший анализ и вывод результатов. Пример 5 позволяет работать с интервалами любой длины, число значений которого не превосходит 60000 отсчетов, т.к. в программе WSG длина интервала для расчета спектрального состава ограничена.

Однако при накоплении спектрального состава можно заодно и накопить среднеквадратическое отклонение по каждой частоте для выбранных участков записи. Для этого будем использовать формулу, связывающую центральные моменты с начальными:

$$M_2 = m_2 - m_1^2,$$

где  $M_2$  – центральный момент второго порядка, а  $m_2$  и  $m_1$ , соответственно, начальные моменты первого и второго порядка. Смещенная дисперсия равна центральному моменту второго порядка, а среднеквадратическое отклонение, соответственно, равно корню квадратному из смещенной дисперсии.

#### Пример 6

W0: 1	– «ПУСК»
W1: w1+w0	– «Количество накоплений»
W2: Extract((tn-mean(tn))*w0, 1/getdx(tn), Sizeof(tn)-2/getdx(tn))	– «Интервал»
W3: Dspectrum(w2*(0.54-0.46*GCos(SizeOf(w2), GetDx(w2), 1/GetDx(w2)/SizeOf(w2))))	– «Спектральный состав»
W4: w4+w3	– «Накопление спектрального состава»
W5: w5+w3^2	– «Накопление квадрата спектрального состава»
W6: w4/w1	– «Осредненный спектральный состав»
W7: Sqrt(w5/w1-w6^2)	– «Среднеквадратическое отклонение для W6»

На примере 6 показана возможность получения осредненного спектрального состава и среднеквадратического отклонения для каждой частоты по выбираемым в окне волновых форм участкам записи равной длины (как в примере 5). После накопления последнего интервала для получения правильного осредненного спектрального состава и среднеквадратического отклонения необходимо дополнительно нажать «Enter» на окнах W6 и W7. Полученные результаты можно сохранить в Excel для дальнейшего использования. В некоторых случаях для исключения ошибок, связанных с ограничениями представления данных в ПОС (переполнения), желательно накапливать в окне W5 величины, уменьшенные в 1000 раз, а затем в формуле окна W7 увеличивать значения окна W5 в 1000 раз.

В примере 6 рассмотрен только один канал записи, но его нетрудно расширить на большее число каналов. Используя формулы для центральных моментов 3 и 4 порядка, для каждой частоты можно в ПОС рассчитать и другие статистические параметры.

При изучении спектрального состава фоновых колебаний для уменьшения среднеквадратических отклонений лучше использовать сглаженный спектральный состав. Для этого в окне W3 примера 6 добавляется команда *Smooth(формула окна W3,k)*, где  $k$  – число точек усреднения выбирается из соображений минимального значения, при котором получают приемлемые среднеквадратические отклонения. Как показывает опыт, для первого приближения достаточно усреднения по трем точкам.

Теперь рассмотрим на примере одного канала (пример 7) универсальную рабочую область, позволяющую производить накопление спектрального состава с расчетом среднеквадратического отклонения последовательно на всем выделенном участке (автоматический выбор).

### Пример 7

W0: 300	– «ПУСК (интервал в секундах)»
W1: $w1+w0-w0+1$	– «Счетчик»
W2: $Extract(tn, w1*w0/2/getdx(tn), w0/GetDx(tn))$	– «Очередной интервал»
W3: $Dspectrum(w2*(0.54-0.46*Gcos(SizeOf(w2),GetDx(w2), 1/GetDx(w2)/SizeOf(w2))))$	– «Спектральный состав»
W4: $w4+w3$	– «Накопление спектрального состава»
W5: $w5+w3^2$	– «Накопление квадрата спектрального состава»
W6: $w4/w1$	– «Осредненный спектральный состав»
W7: $Sqrt(w5/w1-w6^2)$	– «Среднеквадратическое отклонение для W6»

Рабочая область, приведенная в примере 7, не имеет жестко заданной длительности интервала для расчета спектрального состава, а позволяет исследователю ее выбирать. Для этого в окне W0 необходимо записать длительность окна в секундах и начать обработку (нажать «Enter» на окне W0). В примере записан интервал для накопления 5-минутных спектральных составов. Кроме того, в связи с применением окна Хемминга используется шаг в половину длительности интервала W0.

Пример 7 является компиляцией примеров 4 и 6, поэтому работа примера должна быть понятна без пояснений. Стоит только отметить, что число накоплений не должно превысить целой части от деления длительности записи в окне  $tn$  на половину выбранной длительности (W0) за минусом двух (крайних) интервалов. Выбираемая длительность интервала в секундах не должна превышать в пересчете на отсчеты 60000 точек. Кроме того, для получения правильного осредненного спектрального состава и зависимости среднеквадратического отклонения от частоты необходимо в конце дополнительно обновить окна W6 и W7.

Обработку материалов сверки сейсмических каналов можно проводить не только в частотной области, но и во временной, используя при этом узкополосную фильтрацию. Идея заключается в том, чтобы получить коэффициенты корреляции фильтрованных записей для сейсмических каналов одинаковой пространственной ориентации на разных частотах. При этом на всем выделенном непрерывном участке совместной записи можно рассчитать коэффициенты корреляции фильтрованных записей и вариации их среднего уровня, а также получить аналог спектрального состава (пример 8).

### Пример 8

W0: 15000	– «ПУСК (интервал в отсчетах)»
W1: $w1+w0-w0+1$	– «Счетчик»
W2: $w1-w1+Mean((w6-Mean(w6))*(w7-Mean(w7))/Sqrt(Mean((w6-Mean(w6))^2)*Mean((w7-Mean(w7))^2)))$	– «Коэфф. коррел. фильтр. записи»
W3: $Extract(w3,1,SizeOf(w3)+1)+Extract(w2,-SizeOf(w3)+1, SizeOf(w3)+1)$	– «Спектр корр.»
W4: $w1-w1+Mean((w8-Mean(w8))*(w9-Mean(w9))/Sqrt(Mean((w8-Mean(w8))^2)*Mean((w9-Mean(w9))^2)))$	– «Коэфф. коррел. вариаци. ср. уровня»
W5: $Extract(w5,1,SizeOf(w5)+1)+Extract(w4,-SizeOf(w5)+1, SizeOf(w5)+1)$	– «Спектр корр.»
W6: $Extract(Butter(Extract(tn,400,w0+800),0.5*w1-0.25, 0.5*w1+0.25,3),401,w0)$	– «Фильтр»
W7: $Extract(Butter(Extract(tn,400,w0+800),0.5*w1-0.25, 0.5*w1+0.25,3),401,w0)$	«Фильтр»
W8: $Extract(Smooth(Abs(Butter(Extract(tn,400,w0+800),0.5*w1-0.25, 0.5*w1+0.25,3)),200),401,w0)$	«Вариация ср. уровня фильтра $tn$ »
W9: $Extract(Smooth(Abs(Butter(Extract(tn,400,w0+800),0.5*w1-0.25, 0.5*w1+0.25,3)),200),401,w0)$	– «Вариация ср. уровня фильтра $tm$ »
W10: $Extract(w10,1,SizeOf(w10)+1)+Extract(Mean(w8),-SizeOf(w10)+1, SizeOf(w10)+1)$	– «Спектр амплитуд записи $tn$ »
W11: $Extract(w11,1,SizeOf(w11)+1)+Extract(Mean(w9),-SizeOf(w11)+1, SizeOf(w11)+1)$	– «Спектр амплитуд записи $tm$ »

Рабочая область, приведенная в примере 8, производит корреляционное сравнение записей двух каналов. Для этого в окнах W6 и W7 производится фильтрация с последовательной сдвижкой полосового фильтра шириной  $0.5 \text{ Гц}$  с шагом  $0.5 \text{ Гц}$  по оси частот. Вычисляется коэффициент корреляции как для самих фильтрованных данных (W2), так и для вариаций средних уровней (W3), получаемых путем сглаживания модуля фильтрованных записей (W8 и W9) окном в 200 отсчетов. В качестве аналога спектральной характеристики (амплитудного спектра) рассчитывается и сохраняется для каждой полосы частот в окнах W10 и W11 среднее значение вариации среднего уровня.

Нужно пояснить, что в окне W0 на этот раз записана не длительность интервала в секундах, а длина записи в отсчетах. Это сделано для того, чтобы длина не превысила ограничение строки формулы (120 символов). Кроме того, для исключения краевых эффектов длина записи, считываемой из окон волновых форм, увеличивается на 800 отсчетов. Поэтому необходимо иметь в виду, что длина в окне  $tn$  и  $tm$  не должна быть меньше, чем 15800 отсчетов.

Приведенная на примере 8 рабочая область обладает, по сравнению с предыдущими примерами, «обратной» последовательностью окон. Так, расчеты фильтрованных записей и вариаций среднего уровня расположены в окнах с большими номерами, чем у окон для расчетов коэффициентов корреляций. Вынужденное нарушение последовательности связано с особенностью автоматического обновления окон в ПОС, которое при более логичной «прямой» последовательности окон приводит к тому, что к моменту расчета коэффициента корреляции одно из используемых в расчете окон успевает обновиться, а второе нет. Это приводит к сохранению неправильных результатов расчета. Для получения правильных результатов коэффициентов корреляции их надо рассчитывать раньше, чем обновятся на этом цикле фильтрованные записи. Эту особенность нужно учитывать при выборе числа нажатий на «Пуск». Хотя, если полученный результат переносить в Excel, то можно сделать запас нажатий больше, чем одно, а затем удалить полученные лишние значения из таблицы. При этом надо обратить внимание на то, что в окнах W3 и W5, кроме первого значения «0», образуется и второе неинформативное значение «1», которое является результатом расчета двух нулевых рядов. Это надо учитывать при наложении результатов на ось частот.

Для обеспечения возможности расчета коэффициентов корреляции до изменения фильтрованных записей (окнах W2 и W4) в примере 8 используется прием добавления и удаления значения счетчика W1. Заметим, что использование вместо W1 окна W0 приводит к нарушению последовательности обновления, а соответственно, к неправильному результату. В примере 8 для расчета спектра амплитуд (W10, W11) для каждого канала использована «прямая» последовательность действий. При этом неинформативным является только первое значение, равное нулю.

Для определения требуемой последовательности окон можно использовать правило: «Если для автоматического расчета результата необходимо использовать данные с двух и более обновляемых окон ПОС (кроме счетчика), то расчет результата нужно выполнить до обновления этих окон (задержка на один цикл)». Таким образом, для автоматизации расчета поляризационных характеристик надо использовать «обратную» последовательность, т.к. для расчета используются одномоментные записи трех каналов. В качестве альтернативы обратной последовательности может быть использование в вычислениях только данных из окон волновых форм ( $tn$ ,  $dn$ ,  $stn$ ,  $sdn$ ). Однако эту возможность сильно ограничивает длина строки формулы окна ПОС (120 символов).

### **Возможность контроля штатной работы сейсмометрического канала в локальной и региональной сети**

Основным условием получения кондиционного сейсмологического материала является работа оборудования в штатном режиме. Поэтому важнейшей задачей является своевременное обнаружение его нештатной работы. Локальные и региональные сети в большинстве своем оснащены пассивными сейсмоприемниками типа СМ-3КВ, для которых основными параметрами, определяющими их частотную характеристику,

являются период собственных колебаний, затухание и коэффициент преобразования. Для получения характеристики сейсмометрического канала необходимо на частотную характеристику сейсмометра наложить характеристику канала сейсмической станции, которая для сейсмических станций UGRA и SDAS в рабочей полосе частот представляется в виде одного коэффициента, учитывающего коэффициент усиления и коэффициент преобразования.

Нештатной работой сейсмометрического канала является изменение более чем на 10% его частотной характеристики. При этом изменения могут быть как пропорциональные во всей рабочей полосе частот, так и непропорциональные. Пропорциональные связаны с изменением коэффициентов усиления и преобразования в сейсмометрическом канале. В большинстве случаев они не приводят к потере или искажению данных. По результатам периодического тестирования сейсмометрического канала эти изменения могут быть учтены в его АЧХ.

Наиболее нежелательным является непропорциональное изменение формы частотной характеристики, т.к. оно в основном приводит к потере или к искажению данных. Обычно это связано с изменением затухания (обрыв в цепи затухания, наличие механического затирания, межвитковое замыкание) и отсутствием сигнала (обрыв рабочей катушки). Если в случае обрыва в цепи рабочей катушки или катушки затухания это можно увидеть на записи при просмотре волновых форм, то, как показывает опыт, появление дополнительного механического затухания (затирания) маятника визуально по записи обнаружить очень сложно. Обычно это можно обнаружить только из сравнения результатов расчета магнитуд одного и того же телесеismicкого землетрясения по группе станций. Однако отличие в результатах расчета магнитуды может быть заметным только при более чем двукратном изменении амплитуд. Кроме того, землетрясения происходят нерегулярно и в большинстве случаев расчет проводится только по вертикальной компоненте, что не позволяет осуществлять постоянный контроль всех каналов.

В качестве тестового процесса можно использовать вариации уровня, создаваемые штормовыми микросейсами, которые характеризуются большими амплитудами и имеют высокую корреляцию на региональном уровне [2]. Кроме того, штормовые микросейсы хорошо регистрируются на записях сейсмометрических каналов с сейсмоприемником СМ-3КВ. Частотный диапазон штормовых микросеймов находится в области падения частотной характеристики СМ-3КВ, что делает амплитуду микросеймов чувствительной к изменению частотной характеристики канала, и особенно к появлению дополнительного затухания.

Таким образом, модифицировав пример 3 для расчета вариации в частотном диапазоне штормовых микросеймов, по двум станциям можно проводить проверку сейсмометрических каналов. Для комплекта СМ-3КВ – UGRA при единичном усилении канала диапазон частот согласованной работы, по результатам сверки, начинается с частоты 0.2 Гц, поэтому для тестирования можно использовать диапазон частот 0.2–0.4 Гц. Рассмотрим пример 9.

#### Пример 9

W0: 20120523 – «ПУСК (начальная дата интервала)»  
W1:  $w1+w0-w0+1$  – «Счетчик»  
W2:  $w0+w1/1000$  – «Дата-номер окна (t)»  
W3:  $Extract(w3,1,SizeOf(w3)+1)+Extract(w2,-SizeOf(w3)+1, SizeOf(w3)+1)$  – «Вариация t»  
W4:  $Mean(Abs(Extract(tm, w1*300/GetDx(tm),300/GetDx(tm))))$  – «Значение U1»  
W5:  $Extract(w5,1,SizeOf(w5)+1)+Extract(w4,-SizeOf(w5)+1, SizeOf(w5)+1)$  – «Вариация U1»  
W6:  $Mean(Abs(Extract(tm, w1*300/GetDx(tm),300/GetDx(tm))))$  – «Значение U2»  
W7:  $Extract(w7,1,SizeOf(w7)+1)+Extract(w6,-SizeOf(w7)+1, SizeOf(w7)+1)$  – «Вариация U2»  
W8:  $Mean((w5-Mean(w5))*(w7-Mean(w7)))/Sqrt(Mean((w5-Mean(w5))^2)*Mean((w7-Mean(w7))^2))$  – «Коэффициент корреляции U1 U2»  
W9:  $w5-w7$  – «Разность вариаций U1-U2»  
W10:  $Extract(w5,1,SizeOf(w5)-1)/Extract(w7,1,SizeOf(w7)-1)$  – «Отношение вариаций U1/U2»



Предварительно необходимо открыть в окне волновых форм  $Dn$  и  $Dm$  суточные записи сравниваемых волновых форм каналов с одной ориентацией двух станций с запасом по 5 мин до начала суток и по окончании (1 сут 10 мин). Осуществить преобразование волновых форм, используя формулу  $Butter(Current-Mean(Current),0.2,0.4,3)/Koeff$  для получения фильтрованных записей. После загрузки рабочей области примера 5 ввести в окно W0 дату выбранных для сравнения суток и нажать 288 раз «Enter». В результате в окнах W5 и W7 сохранятся суточные вариации штормовых микросейсмиков на двух станциях. Полученные вариации можно перенести в программу Excel для дальнейшей обработки и вывода результатов.

При проведении экспресс-анализа можно использовать возможности ПОС программы WSG. Так, простейшим способом сравнения является наложение вариаций друг на друга. Как показывает практика, в большинстве случаев для сейсмических станций региональной и локальной сети эти вариации происходят синхронно, а в некоторых случаях эти вариации равны по амплитуде. Таким образом, отсутствие синхронности и увеличение различий между вариациями штормовых микросейсмиков на двух станциях может являться свидетельством изменения частотной характеристики сейсмометрического канала с меньшей по амплитуде вариацией.

Кроме визуального сравнения, с помощью ПОС по полученным вариациям можно рассчитать также некоторые количественные характеристики. Так, в окне W8 примера 9 рассчитывается коэффициент корреляции между вариациями. Для расчета необходимо обновить окно W8 нажатием «Enter». Как показывает практика, при правильной работе сейсмометрических каналов коэффициент корреляции должен быть близок к 1, но не ниже 0.9.

Информативным также может быть разность вариаций и их отношение. В окне W9 рассчитывается разность, а в окне W10 – отношение. Для расчета необходимо обновить каждое из окон нажатием «Enter». В окне W10 для исключения неопределенности 0/0 первый нулевой элемент в обеих вариациях вырезается. Критерием правильной работы сейсмометрических каналов может быть отсутствие линии тренда в полученных рядах. Однако наличие тренда может быть также связано с присутствием на записи сейсмической бури. Поэтому предложенный метод позволяет только подтвердить правильность работы каналов, а для принятия окончательного решения о неправильной работе канала необходимо дополнительное изучение.

Расчет количественных характеристик при сравнении вариаций можно проводить для выбранного суточного интервала, последовательно увеличивая их длину. Для этого после загрузки рабочей области примера 9 произвести 12 нажатий «Enter» на окне W0, а затем последовательно обновить окна W8–W10. В результате расчет проводится на часовом интервале ( $5 \cdot 12 = 60$  мин). Продолжая увеличивать длину вариаций на 12 значений, получаем количественные характеристики сравнения вариаций на двух-, трех- и т.д., до 24-часовых интервалах.

Использование для анализа большего числа станций дает возможность наглядно оценить правильность их работы. Для этого необходимо наложить вариации, полученные по каналам с одной и той же ориентацией друг на друга и сравнить их синхронность. Используя 32 окна ПОС, можно получить до 15 вариаций (если не сохранять время). Модификация рабочей области примера 9 для расчета 15 вариаций не должна вызвать затруднения. Сравнивать можно как каналы одной ориентации 15 сейсмических станций, так и всех трех каналов для пяти станций. При сравнении каналов 15 станций возникают ограничения ПОС, связанные с возможностью наложения на один график до восьми окон. Это ограничение можно обойти, поочередно накладывая оставшиеся вариации, либо наложить вариации в нескольких окнах, содержащих одну из вариаций в качестве эталона. Поэтому наиболее наглядным и оптимальным, на наш взгляд, является сравнение вариаций пяти станций по трем каналам.

### Новые возможности ПОС в программе WSG версии 5.578

Изменения ПОС в новой версии программы WSG можно разделить на три вида: снятие исторических ограничений, создание более коротких синонимов наиболее используемых функций, а также новые функции.

В новой версии WSG можно использовать 64 окна вместо 32. Длина строки формулы увеличилась, согласно описанию, до 256 символов, хотя максимальное значение формулы, состоящей из суммы единиц ( $1+1+\dots+1$ ), равно 512. При этом формула сохраняется без изменения в каталог «Worksheet» и загружается из него без проблем. Это обеспечивает возможность реализации в окне любой по сложности формулы.

В связи с тем, что мониторы современных компьютеров имеют удлиненные по горизонтали размеры, увеличено количество окон в ряду до трех. Кроме улучшения визуализации, это позволит сделать более наглядным расположение информации для обработки трех каналов (по столбцам). С этой же целью организована прокрутка рабочей области ПОС.

Созданы синонимы для наиболее используемых функций, которые позволят сделать более короткими и наглядными формулы:

$Smh(w_0, n) = Smooth(w_0, n)$  – сглаживание;  $Rev(w_0) = Revers(w_0)$  – обратная последовательность ряда;  $Flt(w_0, a, b, k) = Butter(w_0, a, b, k)$  – фильтр Баттерворта;  $Fft(w_0) = Spectrum(w_0)$  – быстрое преобразование Фурье;  $Dft(w_0) = Dspectrum(w_0)$  – полное преобразование Фурье;  $Dx(w_0) = Getdx(w_0)$  – шаг по X координате;  $Len(w_0) = Sizeof(w_0)$  – длина ряда.

Кроме того, созданы новые функции:  $Center(w_0) = w_0 - Mean(w_0)$  – центрирование записи в окне (короткий синоним  $Cntr(w_0)$ );  $xMax(w_0)$  и  $xMin(w_0)$  – функции поиска номера элемента ряда, имеющего максимальное и минимальное значение в данном окне. Это позволит расширить возможности ПОС по изучению фазовых характеристик сейсмометрических каналов.

В заключение хочется отметить уникальность и универсальность программного комплекса WSG, который поддерживает огромное количество сейсмологических форматов, обеспечивает непрерывную визуализацию в хронологической последовательности всех имеющихся по станциям данных, а также имеет большой набор инструментов как для локации сейсмических событий различной природы, так и их математической обработки. Таким образом, программный комплекс WSG обладает, на наш взгляд, большим потенциалом модернизации, который необходимо развивать, нацеливая на решение новых задач.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Сафронич И.Н., Акимов А.П., Красилов С.А.* Некоторые возможности и технологические приемы применения программы WSG для научно-исследовательских работ // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Шестой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – С. 290–302.
2. *Надёжка Л.И., Сафронич И.Н., Орлов Р.А., Ефременко М.А.* Микросейсмические исследования на территории Воронежского кристаллического массива // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Кн. 2: Микросейсмичность. – Петрозаводск: Карельский научный центр, 2007. – С. 48–80.

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

**Абкадыров Ильяс Фаритович**

мл. науч. сотр.  
Института вулканологии  
и сейсмологии ДВО РАН,  
г. Петропавловск-Камчатский

**Аветисян Андрей Мергевосович**

д-р физ.-мат. наук,  
Институт геофизики и инженерной  
сейсмологии НАН РА,  
г. Гюмри, Армения  
avet.andrey@mail.ru

**Адилов Зарахман Ашуралиевич**

мл. науч. сотр.  
Дагестанского филиала ГС РАН,  
г. Махачкала  
dtaim@dbgsras.ru

**Ан Вадим Александрович**

канд. техн. наук, ст. науч. сотр.  
Института динамики геосфер РАН,  
г. Москва  
vadiman@idg.chph.ras.ru

**Асманов Осман Абдуллаевич**

канд. физ.-мат. наук, зав. отд.  
Дагестанского филиала ГС РАН,  
г. Махачкала  
dtaim@dbgsras.ru

**Асминг Владимир Эрнестович**

канд. физ.-мат. наук, вед. науч. сотр.  
Кольского филиала ГС РАН,  
г. Апатиты  
asmingve@mail.ru

**Ассиновская Бэла Александровна**

канд. физ.-мат. наук, вед. науч. сотр.  
ГС РАН, г. Санкт-Петербург  
assinovskaya@plkv.gsras.ru

**Астафьева Татьяна Владимировна**

инженер 1 кат.  
ОАО «ГНЦ НИИАР»,  
г. Димитровград  
astrat59@mail.ru

**Ахвердян Леон Артаваздович**

д-р геол.-мин. наук, зав. лаб.  
Института геофизики и инженерной  
сейсмологии НАН РА,  
г. Ереван, Армения  
hakhleon@sci.am

**Багаева Софья Сергеевна**

техник  
Северо-Осетинского  
филиала ГС РАН,  
г. Владикавказ  
sonybag@yandex.ru

**Баранов Сергей Владимирович**

канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотр.  
Кольского филиала ГС РАН,  
г. Апатиты  
bars.vl@krsc.ru

**Бондаренко Татьяна Викторовна**

инженер  
ГС РАН, г. Анапа  
anapa\_st@gsras.ru

**Бугаев Евгений Геннадьевич**

д-р техн. наук, нач. отдела  
Научно-технического центра  
по ядерной и радиационной  
безопасности, г. Москва  
bugaev@secnrs.ru

**Букчин Борис Григорьевич**

канд. физ.-мат. наук, зав. лаб.  
Института теории прогноза  
землетрясений и математической  
геофизики РАН,  
г. Москва  
bukchin@mitp.ru

**Бурмин Валерий Юрьевич**

д-р физ.-мат. наук, зав. лаб.  
Института физики Земли  
им. О.Ю. Шмидта РАН,  
г. Москва  
burmin@ifz.ru

**Бяков Андрей Алексеевич**

студент Кубанского  
государственного университета,  
г. Краснодар  
alex@gelendzhik.ws

**Бяков Алексей Юрьевич**

канд. техн. наук, науч. сотр.  
ГС РАН, г. Геленджик  
alex@gelendzhik.ws

**Бяков Юрий Алексеевич**

канд. геол.-мин. наук,  
вед. науч. сотр.  
ГС РАН, г. Геленджик  
alex@gelendzhik.ws

**Ваганова Наталья Владиславовна**

канд. геол.-мин. наук, науч. сотр.  
Института экологических  
проблем Севера УрО РАН,  
г. Архангельск  
nvag@yandex.ru

**Варлашова Юлия Викторовна**

мл. науч. сотр.  
Горного института УрО РАН,  
г. Пермь  
ivanova@mi-perm.ru

**Вербицкий Сергей Тарасович**

канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотр.,  
зав. отд. сейсмичности  
Карпатского региона Института  
геофизики им. С.И. Субботина НАНУ,  
г. Львов, Украина  
sergever@gmail.com

**Вербицкий Юрий Тарасович**

вед. инженер  
отд. сейсмичности  
Карпатского региона  
Института геофизики  
им. С.И. Субботина НАНУ,  
г. Львов, Украина  
gverbytskyj@gmail.com

**Верхоланцев Филипп Геннадьевич**

мл. науч. сотр. ГС РАН;  
мл. науч. сотр.  
Горного института УрО РАН,  
г. Пермь  
sombra@mail.ru

**Верхоланцева Татьяна Викторовна**

мл. науч. сотр.  
Горного института УрО РАН,  
г. Пермь  
tati.verkholantseva@gmail.com

**Виноградов Анатолий Николаевич**

канд. геол.-мин. наук, директор  
Кольского филиала ГС РАН,  
г. Апатиты  
vino@admksk.apatity.ru

**Виноградов Юрий Анатольевич**

канд. техн. наук, зам. директора  
Кольского филиала ГС РАН,  
г. Апатиты  
vin@krsc.ru

**Волович Ольга Германовна**

ст. программист  
Камчатского филиала ГС РАН,  
г. Петропавловск-Камчатский  
olga@emsd.ru

**Воропаев Петр Валентинович**

науч. сотр.  
Камчатского филиала ГС РАН,  
г. Петропавловск-Камчатский  
chicoli@emsd.ru

**Габсатарова Ирина Петровна**

канд. физ.-мат. наук, зав. лаб.  
ГС РАН, г. Обнинск  
ira@gsras.ru

**Газалиев Иса Мурилович**

канд. геол.-мин. наук, зав. лаб.  
Института геологии  
Дагестанского НЦ РАН,  
г. Махачкала  
gazis@mail.ru

**Гайдай Наталия Константиновна**

канд. геол.-мин. наук, доцент,  
ст. науч. сотр. Северо-Восточного  
комплексного НИИ ДВО РАН;  
директор  
Политехнического института  
Северо-Восточного  
государственного университета,  
г. Магадан  
nataly\_mag@rambler.ru

**Гессель Мария Олеговна**

начальник  
Центра сейсмической информации  
Сейсмологической опытно-методической  
экспедиции Комитета по науке  
Министерства образования и науки РК,  
г. Алма-Ата, Казахстан  
m\_gessel@mail.ru

**Гилёва Надежда Алексеевна**

гл. геофизик  
Байкальского филиала ГС СО РАН,  
г. Иркутск  
nagileva@crust.irk.ru

**Гладырь Жанна Васильевна**

ст. инженер  
Сахалинского филиала ГС РАН,  
г. Южно-Сахалинск  
gladir@seismo.sakhalin.ru

**Годунова Людмила Дмитриевна**

инженер 1 кат.  
Института динамики геосфер РАН,  
г. Москва  
goduns@rambler.ru

**Головкова Людмила Владимировна**

мл. науч. сотр.  
ГС РАН, г. Обнинск  
LVG-1946@mail.ru

**Голубева Инга Викторовна**  
зав. сектором ГС РАН;  
мл. науч. сотр.  
Горного института УрО РАН,  
г. Пермь  
Gol@hotmail.ru

**Горовой Сергей Владимирович**  
доцент  
Дальневосточного федерального  
университета, г. Владивосток  
GorovoySV@mail.ru

**Горожанцев Сергей Владимирович**  
канд. геол.-мин. наук,  
зам. директора ГС РАН,  
г. Обнинск  
sgor@gsras.ru

**Горшков Виктор Леонидович**  
канд. физ.-мат. наук, вед. науч. сотр.  
Главной астрономической  
обсерватории РАН,  
г. Санкт-Петербург  
vigor@gao.spb.ru

**Гремячкин Владимир Анатольевич**  
канд. техн. наук, зам. гл. инженера  
ОАО «ГНЦ НИИАР»,  
г. Димитровград  
vag@pub.niiar.ru

**Гриб Галина Владиславовна**  
зав. лаб.  
Технического института (филиала)  
Северо-Восточного  
федерального университета,  
г. Нерюнгри  
nss@neru.sakha.ru

**Гриб Николай Николаевич**  
д-р техн. наук, профессор, зам. директора  
Технического института (филиала)  
Северо-Восточного  
федерального университета,  
г. Нерюнгри  
grib@nfygu.ru

**Данилов Константин Борисович**  
мл. науч. сотр.  
Института экологических  
проблем Севера УрО РАН,  
г. Архангельск  
danilov\_kostea@mail.ru

**Даниялов Марат Гаджиалиевич**  
директор  
Дагестанского филиала ГС РАН,  
г. Махачкала  
dtaim@dbgsras.ru

**Дмитриева Изольда Юрьевна**  
ст. инженер  
Северо-Осетинского  
филиала ГС РАН,  
г. Владикавказ  
iza\_ka@mail.ru

**Дударов Залим Исламович**  
вед. инженер  
Кабардино-Балкарского  
государственного университета  
им. Х.М. Бербекова,  
г. Нальчик;  
инженер-исследователь  
ГС РАН, пос. Нейтрино  
zalim-dudar@yandex.ru

**Долов Спартак Музаинович**  
вед. инженер Кабардино-  
Балкарского государственного  
университета им. Х.М. Бербекова,  
г. Нальчик;  
инженер-исследователь  
ГС РАН, пос. Нейтрино  
zalim-dudar@yandex.ru

**Дягилев Руслан Андреевич**  
канд. физ.-мат. наук, зав. лаб.  
Горного института УрО РАН,  
г. Пермь  
dr@mi-perm.ru

**Ефременко Марина Алексеевна**  
канд. геол.-мин. наук, мл. науч. сотр.  
лаб. СМ ВКМ ГС РАН,  
г. Воронеж  
2880@mail.ru

**Жостков Руслан Александрович**  
аспирант  
Института физики Земли  
им. О.Ю. Шмидта РАН,  
г. Москва  
shageraxcom@yandex.ru

**Заклюковская Анастасия Сергеевна**  
инженер-исследователь  
лаб. СМ ВКМ ГС РАН,  
г. Воронеж  
Zaklyukovskaya@gmail.com

**Иванова Екатерина Владимировна**  
инженер-исследователь  
ГС РАН, г. Архангельск;  
аспирант  
Института экологических  
проблем Севера УрО РАН,  
г. Архангельск  
kredalamber@yandex.ru

**Идармачев Ибрагим Шамильевич**  
инженер  
Института геологии  
Дагестанского НЦ РАН,  
г. Махачкала  
ibra182@yandex.ru

**Идармачев Шамиль Гасанович**  
д-р физ.-мат. наук, зав. лаб.  
Института геологии  
Дагестанского НЦ РАН,  
г. Махачкала  
idarmachev@yandex.ru

**Имаев Валерий Сулейманович,**  
д-р геол.-мин. наук, профессор,  
гл. науч. сотр.  
Института земной коры СО РАН,  
г. Иркутск  
imaev@crust.irk.ru

**Имаева Людмила Петровна,**  
канд. геол.-мин. наук, ст. науч. сотр.  
Института земной коры СО РАН,  
г. Иркутск  
imaeva@crust.irk.ru

**Каазик Пётр Бернхардович**  
канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотр.  
Института динамики геосфер РАН,  
г. Москва  
kaazik@mail.ru

**Казарян Карлен Суренович**  
аспирант  
Института геофизики и инженерной  
сейсмологии НАН РА,  
г. Гюмри, Армения  
g.karlen90@bk.ru

**Калинина Элеонора Владимировна**  
инженер  
Воронежского  
государственного университета,  
г. Воронеж  
elakalinina@gmail.com

**Калякин Алексей Игоревич**  
техник  
Северо-Осетинского  
филиала ГС РАН,  
г. Владикавказ  
ya.glob@yandex.ru

**Кандохов Заур Муаедович**  
ст. лаборант  
Кабардино-Балкарского  
государственного университета,  
г. Нальчик  
kan-zaur@mail.ru

**Канониди Константин Харлампиевич**  
вед. науч. сотр.  
Института земного магнетизма,  
ионосферы и распространения  
радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН,  
г. Троицк  
kanoidi@triniti.ru

**Карпенко Лариса Ивановна**  
канд. геол.-мин. наук, уч. секр.  
Магаданского филиала ГС РАН,  
г. Магадан  
Larisa@memsd.ru

**Карпинская Ольга Валентиновна**  
инженер  
ГС РАН, г. Санкт-Петербург  
karp@plkv.gsras.ru

**Карпинский Владимир Вадимович**  
ведущий инженер  
ГС РАН, г. Санкт-Петербург  
karp@plkv.gsras.ru

**Карцева Мария Васильевна**  
инженер  
ГНЦ ФГУГП «Южморгеология»,  
г. Геленджик  
kartsevamary@gmail.com

**Качаев Андрей Викторович**  
зав. лаб.  
Технического института  
(филиала) Северо-Восточного  
федерального университета,  
г. Нерюнгри  
kachaev67@gmail.com

**Кобелева Елена Анатольевна**  
руководитель ГПН  
Байкальского филиала ГС СО РАН,  
г. Иркутск  
ekobeleva@crust.irk.ru

**Козьмин Борис Михайлович,**  
канд. физ.-мат. наук, гл. геофизик  
Якутского филиала ГС СО РАН;  
вед. науч. сотр.  
Института геологии алмаза  
и благородных металлов СО РАН,  
г. Якутск,  
b.m.kozmin@diamond.ysn.ru

**Колесникова Светлана Ивановна**  
инженер-исследователь  
лаб. СМ ВКМ ГС РАН;  
Воронежский государственный  
университет, г. Воронеж  
igor@geophys.vsu.ru

**Коломнец Марина Викторовна**  
зав. отд.  
ГС РАН, г. Обнинск  
kolmar@gsras.ru

**Конечная Яна Викторовна**

инженер-исследователь ГС РАН;  
аспирант Института экологических  
проблем Севера УрО РАН,  
г. Архангельск  
arh-seismo@yandex.ru

**Коновалова Анна Александровна**

мл. науч. сотр.  
Камчатского филиала ГС РАН,  
г. Петропавловск-Камчатский  
seismo@emsd.ru

**Королецки Людмила Николаевна**

ст. геофизик  
ГС РАН, г. Обнинск  
korol@gstras.ru

**Кравченко Надежда Михайловна**

ст. науч. сотр.  
Камчатского филиала ГС РАН,  
г. Петропавловск-Камчатский  
hope\_k@emsd.ru

**Красилов Сергей Александрович**

зав. сектором  
ГС РАН, г. Обнинск  
krasilovs@gstras.ru

**Краснощёков Дмитрий Николаевич**

канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотр.  
Института динамики геосфер РАН,  
г. Москва  
krasnd@idg.chph.ras.ru

**Кугаенко Юлия Александровна**

канд. физ.-мат. наук, уч. секретарь,  
Камчатского филиала ГС РАН,  
г. Петропавловск-Камчатский  
ku@emsd.ru

**Левина Валерия Ивановна**

ст. науч. сотр.  
ГС РАН, г. Обнинск  
vlr.levina@gmail.com

**Левкович Рэм Александрович**

канд. геол.-мин. наук, вед. науч. сотр.  
Дагестанского филиала ГС РАН,  
г. Махачкала  
uuball12@ball12.dagestan.su

**Лещук Надежда Максимовна**

инженер-исследователь  
ГС РАН, г. Обнинск  
280499@mail.ru

**Лисунов Евгений Витальевич**

мл. науч. сотр.  
ГС РАН, г. Владивосток  
lisunov.evgeniy@gmail.com

**Магомедов Рабадан Абдулкагирович**

канд. геол.-мин. наук, ст. науч. сотр.  
Института геологии  
Дагестанского научного центра РАН,  
г. Махачкала  
ra-mag@yandex.ru

**Магомедов Хаскил Джарулаевич**

зам. директора  
Дагестанского филиала ГС РАН,  
г. Махачкала  
dtaim@dbgsras.ru

**Маловичко Алексей Александрович**

член-корреспондент РАН,  
директор ГС РАН,  
г. Обнинск  
amal@gstras.ru

**Маловичко Елена Алексеевна**

студентка  
Московского государственного  
университета им М.В. Ломоносова,  
г. Москва  
alena\_mob@mail.ru

**Малянова Любовь Степановна**

мл. науч. сотр.  
ГС РАН, г. Обнинск  
lmal@gstras.ru

**Маматкулова Заррина Сонокуловна**

мл. науч. сотр.  
Геофизической службы АН РТ,  
г. Душанбе, Таджикистан  
tanya\_55\_08@mail.ru

**Маслова Марина Юрьевна**

вед. инженер  
сектора СМ Поволжского региона  
ГС РАН, г. Саратов  
maslova.64@mail.ru

**Машенко Анна Валерьевна**

инженер 2 кат.  
ГНЦ ФГУГП «Южморгеология»,  
г. Геленджик  
mascy@mail.ru

**Мельникова Валентина Ивановна**

д-р геол.-мин. наук, вед. науч. сотр.  
Института земной коры СО РАН,  
г. Иркутск  
vimel@crust.irk.ru

**Мирзалиев Мирзали Мустафаевич**

канд. геол.-мин. наук, зав. отд.  
Дагестанского филиала ГС РАН,  
г. Махачкала  
dtaim@dbgsras.ru

**Михайлова Раиса Степановна**

канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотр.  
ГС РАН, г. Обнинск  
raisa@gstras.ru

**Михеева Анна Владленовна**

канд. физ.-мат. наук, науч. сотр.  
Института вычислительной математики  
и математической геофизики СО РАН,  
г. Новосибирск  
omzg@omzg.sssc.ru

**Мовчан Нинель Алексеевна**

техник  
ГС РАН, г. Анапа  
anapa\_st@gstras.ru

**Морозов Алексей Николаевич**

канд. техн. наук,  
мл. науч. сотр. ГС РАН;  
ст. науч. сотр.  
Института экологических  
проблем Севера УрО РАН,  
г. Архангельск  
MorozovAlexey@yandex.ru

**Наумов Сергей Борисович**

ст. науч. сотр.  
ГС РАН, г. Владивосток  
revtrud@yandex.ru

**Неверова Надежда Петровна**

вед. геофизик  
Сейсмологической  
опытно-методической экспедиции  
Комитета по науке Министерства  
образования и науки РК,  
г. Алма-Ата, Казахстан  
neverova\_n@rambler.ru

**Негматуллаев Собит Хабибуллаевич**

академик, начальник  
Геофизической службы АН РТ,  
г. Душанбе, Таджикистан  
n\_sobit@mail.ru

**Носкова Наталия Николаевна**

канд. геол.-мин. наук, науч. сотр.  
Института геологии  
Коми НЦ УрО РАН,  
г. Сыктывкар  
noskova@geo.komisc.ru

**Нысанбаев Талгат Еркебуланович**

канд. геол.-мин. наук, гл. геофизик  
Сейсмологической  
опытно-методической экспедиции  
Комитета по науке Министерства  
образования и науки РК,  
г. Алма-Ата, Казахстан  
some@some.kz

**Овсов Михаил Константинович**

канд. техн. наук, мл. науч. сотр.  
ГС РАН, г. Санкт-Петербург  
ovsovmk@mail.ru

**Овчинников Владимир Михайлович**

д-р физ.-мат. наук, зав. лаб.  
Института динамики геосфер РАН,  
г. Москва  
ovtch@idg.chph.ras.ru

**Огаджанов Андрей Викторович**

канд. геол.-мин. наук, науч. сотр.  
ГС РАН, г. Саратов  
ozhva@mail.ru

**Огаджанов Виктор Александрович**

д-р геол.-мин. наук, зав. сект.  
ГС РАН, г. Саратов  
ozhva@mail.ru

**Панас Наталья Михайловна**

мл. науч. сотр.  
ГС РАН, г. Санкт-Петербург,  
natagold-86@inbox.ru

**Панин Владимир Иванович**

и.о. начальника Сейсмологической  
опытно-методической экспедиции  
Комитета по науке Министерства  
образования и науки РК,  
г. Алма-Ата, Казахстан  
some@some.kz

**Пашаян Ромела Артаваздовна**

канд. геол.-мин. наук, ст. науч. сотр.  
Института геофизики  
и инженерной сейсмологии НАН РА,  
г. Ереван, Армения  
romella.pashayan@geology.am

**Петров Анатолий Фирсович**

канд. геол.-мин. наук, гл. геолог  
Якутского филиала ГС СО РАН,  
г. Якутск  
petrov@emsd.ysn.ru

**Петрова Наталия Владимировна**

канд. физ.-мат. наук, уч. секр.  
ГС РАН, г. Обнинск  
npetrova@gstras.ru

**Пивоваров Сергей Павлович**

мл. науч. сотр.  
лаб. СМ ВКМ ГС РАН,  
г. Воронеж  
serg@geophys.vsu.ru

**Погода Эдуард Всеволодович**

директор  
Северо-Осетинского  
филиала ГС РАН,  
г. Владикавказ  
pogoda@globalalania.ru



**Пономарёва Наталья Лаврентьевна**  
науч. сотр, рук. станции  
ГС РАН, г. Махачкала  
natalymak@yandex.ru

**Предин Петр Алексеевич**  
инженер  
Геологического института СО РАН,  
г. Улан-Удэ  
crmpeter@gmail.com

**Пятунин Михаил Сергеевич**  
инженер-исследователь  
ГС РАН, г. Пермь  
mishkas30@yandex.ru

**Русинова Валентина Викторовна**  
мл. науч. сотр.  
Института геофизики УрО РАН,  
г. Екатеринбург  
valya@arudaemon.gsras.ru

**Рыжикова Мария Игоревна**  
мл. науч. сотр.  
ГС РАН, г. Обнинск  
masha@gsras.ru

**Савенков Александр Владимирович**  
инженер-исследователь  
лаб. СМ ВКМ ГС РАН,  
г. Воронеж,  
nadezhka@geophys.vsu.ru

**Салтыков Вадим Александрович**  
канд. физ.-мат. наук, зав. лаб.  
Камчатского филиала ГС РАН,  
г. Петропавловск-Камчатский  
salt@emsd.ru

**Санжиева Дарима Пурба-Доржиевна**  
инженер  
Геологического института СО РАН,  
г. Улан-Удэ  
sicili@yandex.ru

**Сапужак Игорь Ярославович**  
канд. техн. наук, доцент,  
ст. науч. сотр. отд. сейсмичности  
Карпатского региона Института  
геофизики им. С.И. Субботина НАНУ,  
г. Львов, Украина  
siyigor@gmail.com

**Сафонов Дмитрий Александрович**  
канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотр.  
Института морской геологии  
и геофизики ДВО РАН;  
ст. науч. сотр. Сахалинского  
филиала ГС РАН,  
г. Южно-Сахалинск  
safonov@seismo.sakhalin.ru

**Сафронич Игорь Николаевич**  
мл. науч. сотр.  
Воронежского  
государственного университета;  
лаб. СМ ВКМ ГС РАН,  
г. Воронеж  
igor@geophys.vsu.ru

**Саяпина Анна Анатольевна**  
нач. сектора  
Северо-Осетинского  
филиала ГС РАН,  
г. Владикавказ  
perev-anna@yandex.ru

**Селиванова Елена Аркадьевна**  
мл. науч. сотр.  
ГС РАН, г. Обнинск  
seliv@gsras.ru

**Семёнова Елена Петровна**  
нач. сейсмической станции  
Сахалинского филиала ГС РАН,  
г. Южно-Сахалинск  
semenova@seismo.sakhalin.ru

**Сенин Борис Васильевич**  
д-р геол.-мин. наук, ген. директор  
ОАО «Союзморгео»,  
г. Геленджик  
smg@soyuzmorgeo.ru

**Серёдкина Алёна Игоревна**  
мл. науч. сотр.  
Института земной коры СО РАН,  
г. Иркутск  
ale@crust.irk.ru

**Сергеева Наталия Александровна**  
канд. физ.-мат. наук, зав. лаб.  
Геофизического центра РАН,  
г. Москва  
nata@wpcb.ru

**Скоркина Анна Александровна**  
инженер  
Горного института  
УрО РАН, г. Пермь  
scorkina@mail.ru

**Собисевич Алексей Леонидович**  
д-р физ.-мат. наук, зав. лаб.  
Института физики Земли  
им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва  
alex@ifz.ru

**Собисевич Леонид Евгеньевич**  
д-р техн. наук, профессор,  
гл. науч. сотр. Института физики Земли  
им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва  
sobis@ifz.ru

**Соболев Александр Михайлович**  
нач. лаб. РЭНиП, гл. эколог  
ОАО «ГНЦ НИИАР»,  
г. Димитровград  
sam@pub.niiar.ru

**Старовойт Олег Евгеньевич**  
канд. физ.-мат. наук, зам. директора  
ГС РАН, г. Обнинск  
ostar@gsras.ru

**Степанова Татьяна Валерьевна**  
ст. инженер  
Северо-Осетинского  
филиала ГС РАН,  
г. Владикавказ  
stepanova-t-v@yandex.ru

**Субботин Георгий Владимирович**  
инженер-исследователь  
ГС РАН, г. Обнинск

**Сясько Андрей Александрович**  
канд. техн. наук, доцент  
Технического института (филиала)  
Северо-Восточного  
федерального университета,  
г. Нерюнгри  
siasko@rambler.ru

**Тарадаева Тамара Владимировна**  
канд. геол.-мин. наук, гл. науч. сотр.  
ТОО «Институт сейсмологии»,  
г. Алма-Ата, Казахстан  
some@some.kz.

**Тимиршин Константин Васильевич**  
канд. геол.-мин. наук, зам. директора  
Якутского филиала ГС СО РАН,  
г. Якутск  
konst@emsd.ysn.ru

**Трофименко Сергей Владимирович**  
д-р геол.-мин. наук, профессор  
Технического института (филиала)  
Северо-Восточного  
федерального университета,  
г. Нерюнгри  
urovsky@yandex.ru

**Тубанов Цырен Алексеевич**  
канд. геол.-мин. наук, и.о. зав. лаб.  
Геологического института СО РАН,  
г. Улан-Удэ  
siren65@mail.ru

**Туманян Гамлет Ашотович**  
канд. геол.-мин. наук, ст. науч. сотр.  
Института геофизики и инженерной  
сейсмологии НАН РА,  
г. Ереван, Армения  
tumanyanarm@rambler.ru

**Улубиева Татьяна Ростиславна**  
рук. гр., науч. сотр.  
Геофизической службы АН РТ,  
г. Душанбе, Таджикистан  
tanya\_55\_08@mail.ru

**Фёдоров Андрей Викторович**  
канд. физ.-мат. наук, науч. сотр.  
Кольского филиала ГС РАН,  
г. Апатиты  
Andrey\_V\_Fedorov@inbox.ru

**Фихиева Луиза Мусаевна**  
канд. геол.-мин. наук, вед. науч. сотр.  
Научно-технического центра  
по ядерной и радиационной  
безопасности, г. Москва  
fihieva@secnrs.ru

**Фоменко Владимир Александрович**  
канд. техн. наук, нач. отдела  
ГНЦ ФГУП «Южморгеология»,  
г. Геленджик  
fomenko@ymg.ru

**Французова Валентина Ивановна**  
канд. физ.-мат. наук,  
зав. сектором ГС РАН;  
вед. науч. сотр.  
Института экологических проблем  
Севера УрО РАН, г. Архангельск  
francuzovavi@yandex.ru

**Хритова Мария Анатольевна**  
вед. программист  
Байкальского филиала ГС СО РАН,  
г. Иркутск  
hritova@crust.irk.ru

**Цыдыпова Лариса Ринчиновна**  
канд. геол.-мин. наук, науч. сотр.  
Геологического института СО РАН,  
г. Улан-Удэ  
laraMGU@yandex.ru

**Чепкунас Любовь Семёновна**  
канд. физ.-мат. наук, вед. науч. сотр.  
ГС РАН, г. Обнинск  
luba@gsras.ru

**Чепуров Евгений Иванович**  
техник  
Горного института УрО РАН,  
г. Пермь  
tpv-03@yandex.ru

**Черкашин Василий Иванович**  
д-р геол.-мин. наук, директор  
Института геологии  
Дагестанского НЦ РАН,  
г. Махачкала  
dageo@mail.ru

**Чечельницкий Владимир Васильевич**

зам. директора  
Байкальского филиала ГС СО РАН,  
г. Иркутск  
chechel@crust.irk.ru

**Шаров Николай Владимирович**

д-р геол.-мин. наук, зав. лаб.  
Института геологии  
Карельского НЦ РАН,  
г. Петрозаводск  
sharov@krc.karelia.ru

**Шibaев Сергей Валентинович**

директор  
Якутского филиала ГС СО РАН,  
г. Якутск  
shibaev@emsd.ysn.ru

**Шулаков Денис Юрьевич**

канд. техн. наук, науч. сотр.  
Горного института УрО РАН,  
г. Пермь  
shulakov@mi-perm.ru

**Щербакова Наталья Васильевна**

ст. науч. сотр.  
Главной астрономической  
обсерватории РАН,  
г. Санкт-Петербург  
soper@gao.spb.ru

**Якушева Валентина Николаевна**

ст. инженер, рук. станции  
ГС РАН, г. Анапа  
anapa\_st@gsras.ru

## СОДЕРЖАНИЕ

А.А. Маловичко, Е.А. Маловичко. Макросейсмические проявления в Москве от глубокофокусного землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море .....	3
О.Е. Старовойт, М.В. Коломиец, М.И. Рыжикова. Анализ макросейсмических данных глубокого землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море .....	10
Б.А. Ассиновская, В.В. Карпинский, О.В. Карпинская, Н.М. Панас. Макросейсмические проявления в Санкт-Петербурге землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море .....	17
З.А. Адилов, О.А. Асманов, М.Г. Даниялов. Корреляция энергии землетрясения с объемом гипоцентральной области для территории Дагестана .....	21
З.А. Адилов. Некоторые аспекты масштабной инвариантности сейсмического процесса .....	25
В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик. Оценка тренда времени пробега волны <i>P</i> на сейсмических станциях «Каджи-Сай», «Манас», «Арал» .....	28
О.А. Асманов, М.Г. Даниялов, М.М. Мирзалиев, Х.Д. Магомедов. Макросейсмические проявления Кичигамринского-II землетрясения 16 апреля 2013 г. с <i>MS</i> =4.8 .....	32
О.А. Асманов, Р.А. Левкович. О Курчалойском землетрясении 2008 г. в восточной части Чеченской Республики .....	36
Б.А. Ассиновская, М.К. Овсов. Сейсмическая регионализация Восточной Балтики методом «Структурный анализ» .....	42
Т.В. Астафьева, А.М. Соболев, В.А. Гремячкин. Результаты сейсмометрических измерений на территории расположения ОАО «ГНЦ НИИАР» .....	47
С.В. Баранов. Моделирование афтершоковой активности западной части Главного Кавказского хребта с 1991 по 2012 год .....	51
Е.Г. Бугаев, Л.М. Фихиева. Проблемы сейсмического мониторинга районов размещения объектов использования атомной энергии России .....	58
Б.Г. Букчин, А.И. Серёдкина. Определение тензора момента в приближении двойного диполя (плоская подвижка) для региональных событий .....	62
В.Ю. Бурмин. Некоторые аспекты современной глобальной сейсмичности .....	67
В.Ю. Бурмин, А.М. Аветисян, Н.А. Сергеева, К.С. Казарян. Некоторые закономерности проявления современной сейсмичности Кавказа .....	73
Ю.А. Бяков, Б.В. Сенин, В.А. Фоменко, А.Ю. Бяков, А.В. Машенко. Особенности локальной сейсмичности территории Анапско-Геленджикского полигона .....	77
Ю.А. Бяков, В.А. Фоменко, А.В. Машенко, А.Ю. Бяков, М.В. Карцева, А.А. Бяков. О проявлениях землетрясения 10 декабря 2012 г. в южной части Краснодарского края .....	82
Ю.В. Варлашова, Д.Ю. Шулаков. Прогноз уровня микросейсмических шумов с целью выбора оптимального расположения сейсмической станции .....	85
С.Т. Вербицкий, Ю.Т. Вербицкий, И.Я. Сапужак. Разработка программных средств для реализации интерактивной части системы автоматической регистрации и обработки сейсмологической информации .....	89
Ф.Г. Верховланцев, И.В. Голубева, Р.А. Дягилев. Сейсмичность Уральского региона за период с 2002 по 2013 год по данным инструментальных наблюдений Уральской сейсмической сети .....	94
А.Н. Виноградов, С.В. Баранов. Возможное влияние оползневых процессов на сейсмичность северо-западной части Баренцева моря .....	99
Ю.А. Виноградов, С.В. Баранов. Сейсмические и инфразвуковые сигналы, генерируемые движением ледников .....	104

П.В. Воропаев. Статистическая оценка уровня сейсмичности заданной пространственно-временной области: программная реализация и примеры применения .....	109
И.П. Габсатарова, Л.Н. Королецки, Л.С. Малянова. Сейсмическая активизация в Чхалтинско-Тебердинской зоне Большого Кавказа в марте–мае 2013 года .....	115
И.П. Габсатарова, Е.А. Селиванова, Н.М. Лещук. Современная сейсмичность Восточного Причерноморья .....	119
Н.К. Гайдай, Л.И. Карпенко. Плотностная граница раздела в земной коре сейсмически активного и пассивного участков и положение гипоцентров землетрясений .....	125
Н.А. Гилёва, В.И. Мельникова. Пространственно-временные особенности сейсмической активизации 2006–2012 гг. в Баргузинском хребте (Северное Прибайкалье) .....	128
Л.В. Головкова, И.П. Габсатарова, Н.Л. Пономарёва. Вопросы сейсмического мониторинга Терско-Каспийского прогиба .....	133
С.В. Горовой, С.Б. Наумов. Некоторые результаты исследования характеристик сейсмического фона в районе бухты Витязь Японского моря .....	136
С.В. Горожанцев, С.Б. Наумов, Е.В. Лисунов. Об опыте применения гравиметрических измерений при регистрации сигналов от сильных землетрясений .....	139
В.Н. Горшков, Н.В. Щербакова, Б.А. Ассиновская. Результаты ГНСС-наблюдений в Восточно-Балтийском регионе и их интерпретация .....	145
Н.Н. Гриб, А.А. Сясько, Г.В. Гриб, А.В. Качаев. Сейсмическое микрорайонирование в условиях антропогенного воздействия на геологическую среду .....	149
З.И. Дударов, М.С. Пятунин, С.М. Долов, Г.В. Субботин, З.М. Кандохов. Исследование глубинного строения геологической среды в районе штольни Баксанской нейтринной обсерватории .....	155
Р.А. Дягилев, Т.В. Верховланцева, Е.И. Чепуров. Макросейсмические и инструментальные исследования Учалинского землетрясения 5 сентября 2012 года .....	159
Р.А. Дягилев, Д.Ю. Шулаков, Т.В. Верховланцева. Мониторинг активности тектонических нарушений локальными системами сейсмологических наблюдений .....	163
А.С. Заклюковская, И.П. Габсатарова. Об особенностях афтершокового процесса Восточно-Черноморского землетрясения 23 декабря 2012 г. с $M=5.6$ .....	167
Ш.Г. Идармачев, В.И. Черкашин, И.М. Газалиев, И.Ш. Идармачев. Вариации кажущегося сопротивления горных пород в скважине в районе Восточного Кавказа в период сильных землетрясений .....	172
М.В. Коломиец, С.А. Красилов, М.И. Рыжикова. Сравнение параметров гипоцентров землетрясений ССД: автоматический расчет и уточненное донесение .....	176
Я.В. Конечная, Н.В. Ваганова, А.Н. Морозов, Н.Н. Носкова. Землетрясение на Полярном Урале 24 декабря 2012 года .....	179
Ю.А. Кугаенко, П.В. Воропаев, А.А. Коновалова. Статистическая оценка вариаций уровня сейсмичности Ключевского вулкана по шкале СОУС'09: ретроспективный анализ и современное состояние .....	184
Р.А. Магомедов. Анализ миграции очагов сильных землетрясений Восточного Кавказа .....	190
А.А. Маловичко, М.С. Пятунин. Двухуровневые микросейсмические наблюдения на территории Обнинского полигона Геофизической службы РАН .....	195
В.И. Мельникова, Л.П. Имаева, В.С. Имаев, Б.М. Козьмин, Н.А. Гилёва. Сеймотектонические условия возникновения сильных землетрясений на восточном фланге Байкальской рифтовой зоны .....	202
Р.С. Михайлова, В.И. Левина. Использование БД «Макросейсмика землетрясений Северной Евразии» при анализе проявлений Шураб-Каравшинского землетрясения 8 января 2007 г. ( $M_w=6.0$ , $I_0=7-8$ ) .....	208
А.Н. Морозов, Е.В. Иванова, В.Э. Асминг. О природе сейсмического события, зарегистрированного в Архангельской области 28 марта 2013 года .....	214

С.Х. Негматуллаев, Т.Р. Улубиева, З.С. Маматкулова. Система сейсмического мониторинга для будущего Рогунского гидроузла и необходимые мероприятия для ее организации .....	219
В.М. Овчинников, П.Б. Каазик, Д.Н. Краснощекоев. Свойства волн <i>PKP</i> , проходящих через восточную часть ядра Земли .....	226
В.А. Огаджанов, А.В. Огаджанов, М.Ю. Маслова. Некоторые особенности пространственно-временного изменения местной сейсмичности в районе Саратовского геодинамического полигона .....	232
В.И. Панин, Т.Е. Нысанбаев, М.О. Гессель, Н.П. Неверова, Т.В. Тарадаева. Казахстан, Сарыджазское землетрясение 28 января 2013 года .....	237
Р.А. Пашаян, Г.А. Туманян, Л.А. Ахвердян. Взаимосвязь сейсмической активности и сейсмотектоники Араратской впадины и выявление некоторой периодичности в сейсмических процессах .....	242
Н.В. Петрова, С.А. Красилов, А.В. Михеева. Об актуализации информационных ресурсов с применением ГИС-технологий в ГС РАН .....	246
С.П. Пивоваров, М.А. Ефременко, Э.В. Калинина. Анализ записей промышленных взрывов в Елец-Липецкой зоне .....	251
Э.В. Погода, С.С. Багаева, А.А. Саяпина. Регистрационные возможности сети сейсмологических наблюдений Северо-Осетинского филиала ГС РАН .....	257
Э.В. Погода, И.Ю. Дмитриева. Шумы, регистрируемые сейсмостанцией «Владикавказ» .....	260
Э.В. Погода, А.А. Саяпина, Т.В. Степанова, А.И. Калякин. Система сбора информации С-ОФ ГС РАН .....	263
Н.Л. Пономарёва. Тектоническая позиция и механизм очага Кичигамринского-II землетрясения 16.04.2013 г. ....	266
В.В. Русинова. Обеспечение качественной регистрации сейсмических волн на станции «Арти» .....	270
В.А. Салтыков, И.Ф. Абкадыров, Ю.А. Кугаенко. Организация временных сейсмологических наблюдений в районе трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. ....	274
В.А. Салтыков, Н.М. Кравченко, О.Г. Волович, В.П. Воропаев, А.А. Коновалова. Параметры сейсмичности Камчатки в 2012 году .....	278
В.А. Салтыков, Ю.А. Кугаенко. Ретроспективный анализ сейсмической активизации перед трещинным Толбачинским извержением 2012–2013 гг. ....	283
Д.А. Сафонов. Методика и результаты оценки регистрационных возможностей локальной сети сейсмостанций юга о. Сахалин .....	289
Д.А. Сафонов, Ж.В. Гладырь. Урупская серия землетрясений 2012–2013 гг. ....	294
Е.П. Семёнова, Д.А. Сафонов. Глубокофокусное землетрясение 14 августа 2012 г. в Охотском море с $M_w=7.7$ .....	299
А.А. Скоркина. Ретроспективный среднесрочный прогноз сильных землетрясений Северного Кавказа .....	303
А.Л. Собисевич, Р.А. Жостков. Результаты глубинного зондирования вулкана Шуго и расчет давления внутри выводящего канала .....	306
А.Л. Собисевич, К.Х. Канониди, Л.Е. Собисевич. О наблюдении аномальных геомагнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли в период подготовки и развития глубокофокусного землетрясения в Охотском море .....	310
С.В. Трофименко, Н.Н. Гриб. Особенности пространственно-временных распределений количества землетрясений в зависимости от их энергетических классов .....	315
Ц.А. Тубанов, Д.П.-Д. Санжиева. Особенности сейсмичности Среднего Байкала по данным локальной сети наблюдений .....	319
А.В. Фёдоров, В.Э. Асминг. Изучение характеристик сейсмического шума сети станций, используемых в рутинной обработке Кольским филиалом ГС РАН .....	322

В.И. Французова, К.Б. Данилов. Изучение структуры осадочного чехла о. Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа .....	327
В.И. Французова, Я.В. Конечная, Е.В. Иванова. Оценка регистрационных возможностей заполярной станции «Амдерма» .....	332
М.А. Хритова, Н.А. Гилёва. Система проверки качества работы каналов ЦСС в Байкальском филиале ГС СО РАН .....	337
Л.Р. Цыдыпова, Ц.А. Тубанов, П.А. Предеин, Д.П.-Д. Санжиева. Селенгинская сеть сейсмологических и вибросейсмических наблюдений .....	342
Л.С. Чепкунас, М.И. Рыжикова, Л.С. Малянова. Об оценке протяженности разрыва в очаге Иранского землетрясения 9 апреля 2013 г. с $M=6.4$ по инструментальным данным .....	346
Н.В. Шаров. Создание и развитие геофизической обсерватории «Петрозаводск» .....	351
С.В. Шибаев, Б.М. Козьмин, А.Ф. Петров, К.В. Тимиршин. Лено-Таймырская сейсмическая зона на Арктическом шельфе моря Лаптевых .....	353
Д.Ю. Шулаков. Адаптация системы SeisComP3 для мониторинга сейсмичности Западного Кавказа в режиме, близком к реальному времени .....	358
В.Н. Якушева, Т.В. Бондаренко, Н.А. Мовчан. Макросейсмическое обследование эпицентральной зоны землетрясения 10 декабря 2012 г. с $M_w=4.6$ вблизи Анапы .....	363
<b>Методический раздел</b>	
Е.А. Кобелева, В.В. Чечельницкий. Методика калибровки сейсмических станций в Байкальском филиале ГС СО РАН .....	367
И.Н. Сафронич, С.А. Красилов, С.И. Колесникова, А.В. Савенков. Повышение эффективности использования процессора обработки сигналов программы WSG .....	385
Сведения об авторах .....	386

## CONTENTS

A.A. Malovichko, E.A. Malovichko. Macroseismic manifestations in Moscow from a deep earthquake on May 24, 2013 in the Sea of Okhotsk .....	3
O.E. Starovoit, M.V. Kolomiyets, M.I. Ryzhikova. The analysis of macroseismic data of a deep earthquake on May 24, 2013 in the Sea of Okhotsk .....	10
B.A. Assinovskaya, V.V. Karpinsky, O.B. Karpinsky, N.M. Panas. Macroseismic manifestations in St. Petersburg earthquakes on May 24, 2013 in the Sea of Okhotsk .....	17
Z.A. Adilov, O.A. Asmanov, M.G. Daniyalov. Correlation of energy of an earthquake with a volume of the hypocentral region for the territory of Dagestan .....	21
Z.A. Adilov. Some aspects of large-scale invariance seismic process .....	25
V.A. An, L.D. Godunova, P.B. Kaazik. Estimate trend of <i>P</i> -wave travel time at seismic stations "Kadzhi-Say", "Manas", "Aral" .....	28
O.A. Asmanov, M.G. Daniyalov, M.M. Mirzaliyev, H.D. Magomedov. Macroseismic researches of Kichi-Gamri-II earthquake on April 16, 2013, <i>MS</i> =4.8 .....	32
O.A. Asmanov, R.A. Levkovich. About the Kurchaloy earthquake of 2008 in east part of the Chechen Republic .....	36
B.A. Assinovskaya, M.K. Ovsov. Seismic regionalization of East Baltic by the Structural Analysis method .....	42
T.V. Astafyeva, A.M. Sobolev, V.A. Gremyachkin. Results of seismometric measurements in the JSC "SSC RIAR" site .....	47
S.V. Baranov. Modeling of aftershock activity of the western part of Greater Caucasus Range from 1991 to 2012 .....	51
E.G. Bugaev, L.M. Fikhieva. The problems of seismic monitoring for the Russian nuclear facilities sites .....	58
B. G. Bukchin, A.I. Seredkina. Determination of moment tensor in double-couple approximation (plane shear dislocation) for regional events .....	62
V.Yu. Burmin. Some aspects of modern global seismicity .....	67
V.Yu. Burmin, A.M. Avetisyan, N.A. Sergeyeva, K.S. Kazaryan. Some regularities of manifestation of modern seismicity of the Caucasus .....	73
Yu.A. Byakov, B.V. Senin, V.A. Fomenko, A.Yu. Byakov, A.V. Mashchenko. Features of local seismicity of the Anapa-Gelenjik range territory .....	77
Yu.A. Byakov, V.A. Fomenko, A.V. Mashchenko, A.Yu. Byakov, M.V. Kartseva, A.A. Byakov. About earthquake manifestations on December 10, 2012 in the southern part of Krasnodar region ....	82
Yu.V. Varlashova, D.Yu. Shulakov. The forecast of level of microseismic noise for the purpose of a choice of an optimum arrangement of seismic station .....	85
S.T. Verbitsky, Yu.T. Verbitsky, I.Ya. Sapuzhak. Development of software for realization of interactive part of system of automatic registration and processing of seismological information ..	89
F.G. Verkholtantsev, I.V. Golubeva, R.A. Dyagilev. Seismicity of the Ural region in accordance with instrumental observation data by the Ural seismic network in 2002–2013 .....	94
A.N. Vinogradov, S.V. Baranov. Possible influence of landslide processes on seismicity of northwest part of the Barents Sea .....	99
Yu.A. Vinogradov, S.V. Baranov. The seismic and infrasonic signals generated by movement of glaciers .....	104
P.V. Voropayev. Statistical assessment of level of seismicity of the set existential area: program realization and application examples .....	109
I.P. Gabsatarova, L.N. Koroletski, L.S. Malyanova. Seismic activation in the Chkhaltia-Teberda zone of Greater Caucasus in March-May, 2013 .....	115
I.P. Gabsatarova, E.A. Selivanova, N.M. Leshchuk. Modern seismicity of East Black Sea coast .....	119
N.K. Gayday, L.I. Karpenko. Density interface in the Earth's crust of the active seismic and passive seismic areas and distribution earthquakes hypocenters .....	125
N.A. Gilyova, V.I. Melnikova. Existential features of seismic activation of 2006–2012 in Barguzin Range (Northern Pribaikalye) .....	128



L.V. Golovkova, I.P. Gabsatarova, N.L. Ponomareva. Questions of seismic monitoring of the Terek-Kaspian deflection .....	133
S.V. Gorovoy, S.B. Naumov. Some results of research of characteristics of a seismic background around the bay Hero of the Sea of Japan .....	136
S.V. Gorozhantsev, S.B. Naumov, E.V. Lisunov. About experience of application of gravimetric measurements at registration of signals from strong earthquakes .....	139
V.N. Gorshkov, N.V. Shcherbakova, B.A. Assinovskaya. Results of GNSS-supervision in East Baltic the region and their interpretation .....	145
N.N. Grib, A.A. Syasko, G.V. Grib, A.V. Kachayev. Seismic microdivision into districts in the conditions of anthropogenous impact on the geological environment .....	149
Z.I. Dudarov, M.S. Pyatunin, S.M. Dolov, G.V. Subbotin, Z.M. Kandokhov. Research of a deep structure of the geological environment in the tunnel at the Baksan Neutrino Observatory .....	155
R.A. Dyagilev, T.V. Verkholantseva, E.I. Chepurov. Macroseismic and instrumental researches of Uchaly earthquake on September, 5 2012 .....	159
R.A. Dyagilev, D.Yu. Shulakov, T.V. Verkholantseva. Monitoring of tectonic violations activity by local systems of seismological monitoring .....	163
A.S. Zaklyukovskaya, I.P. Gabsatarova. About features of aftershock process of the East Black Sea earthquake on December 23, 2012 with $M=5.6$ .....	167
Sh.G. Idarmachev, V.I. Tcherkashin, I.M. Gazaliyev, I.Sh. Idarmachev. Variations of the seeming resistance of rocks in a well near East Caucasus in the period of strong earthquakes .....	172
M.V. Kolomiyets, S.A. Krasilov, M.I. Ryzhikova. Comparison of parameters of the hypocenters of earthquakes of Alert Survey: automatic calculation and the specified report .....	176
Ya.V. Konechnaya, N.V. Vaganova, A.N. Morozov, N.N. Noskova. Earthquake on Polar Ural Mountains on December 24, 2012 .....	179
Yu.A. Kugayenko, P.V. Voropayev, A.A. Konovalova. Statistical assessment of variations of level of seismicity of the Klyuchevsky volcano on a scale SESL'09: retrospective analysis and current state .....	184
R.A. Magomedov. Analysis of migration strong earthquakes East Caucasus .....	190
A.A. Malovichko, M.S. Pyatunin. Two-level microseismic monitoring in the territory of the Obninsk range of GS RAS .....	195
V.I. Melnikova, L.P. Imayev, V.S. Imayev, B.M. Kozmin, N.A. Gilyova. Seismotectonic conditions of emergence of strong earthquakes on east flank of the Baikal rift zone .....	202
R.S. Mikhaylova, V.I. Levina. Use of the "Macroseismicity of earthquakes of Northern Eurasia" database in the analysis of manifestations of the Shurab-Karavshinsky earthquake on January 8, 2007 ( $M_w=6.0$ , $I_0=7-8$ ) .....	208
A.N. Morozov, E.V. Ivanova, V.E. Asming. The nature of the seismic events recorded in the Arkhangelsk region 28.03.2013 .....	214
S.H. Negmatullayev, T.R. Ulubiyeva, Z.S. Mamatkulova. System of seismic monitoring for future Rogun water-engineering system and necessary actions for its organization .....	219
V.M. Ovchinnikov, P.B. Kaazik, D.N. Krasnoshchekov. Properties of PKP-waves refracted in the eastern part of the Earth's core .....	226
V.A. Ogadzhyanov, A.V. Ogadzhyanov, M.Yu. Maslova. Some features of existential change of local seismicity near the Saratov geodynamic range .....	232
V.I. Panin, T.E. Nysanbayev, M.O. Gessel, N.P. Neverova, T.V. Taradayeva. Kazakhstan, Sarydzhas earthquake on January 28, 2013 .....	237
R.A. Pashayan, G.A. Tumanyan, L.A. Akhverdyan. The interconnection of seismic activity and seismotectonics of Ararat depression and the detection of certain periodicity of seismic processes .....	242
N.V. Petrova, S.A. Krasilov, A.V. Mikheeva. About updating of information resources with application of GIS-technologies in GS RAS .....	246
S.P. Pivovarov, M.A. Efremenko, E.V. Kalinina. The analysis of records of industrial explosions in the Yelets-Lipetsk zone .....	251
E.V. Pogoda, S.S. Bagayeva, A.A. Sayapina. Registration possibilities of the North Osetian branch GS RAS seismological monitoring network .....	257
E.V. Pogoda, I.Yu. Dmitrieva. The noise registered by a seismic station "Vladikavkaz" .....	260

E.V. Pogoda, A.A. Sayapina, T.V. Stepanova, A.I. Kalyakin. System of collection of information of the North Osetian branch GS RAS .....	263
N.L. Ponomareva. Tectonic position and mechanism of the center of Kichi-Gamri-II of an earthquake of 16.04.2013 .....	266
V.V. Rusinova. Ensuring high-quality registration seismic waves at Arti station .....	270
V.A. Saltykov, I.F. Abkadyrov, Yu.A. Kugayenko. Organization of temporary seismological observations in the fissure eruption of 2012–2013, Tolbachic .....	274
V.A. Saltykov, N.M. Kravchenko, O.G. Volovich, V.P. Voropayev, A.A. Konovalova. Kamchatka seismicity parameters in 2012 .....	278
V.A. Saltykov, Yu.A. Kugayenko. A retrospective analysis of seismic activation before Tolbachic fissure eruption of 2012–2013 .....	283
D.A. Safonov. Methods and estimation results of south Sakhalin local seismic stations networks registration capacity .....	289
D.A. Safonov, Zh.V. Gladyr. Urup earthquakes series of 2012–1013 .....	294
E.P. Semyonova, D.A. Safonov. Deep-focal earthquake with $M_w=7.7$ on August 14, 2012 in the Sea of Okhotsk .....	299
A.A. Skorkina. Retrospective middle-term forecasting of North Caucasian's strong earthquakes .....	303
A.L. Sobisevich, R.A. Zhostkov. Results of deep sounding of the Shugo volcano and pressure calculation in the removing channel .....	306
A.L. Sobisevich, K.H. Kanonidi, L.E. Sobisevich. On the observation of anomalous variations of geomagnetic disturbances in Earth's magnetic field during the preparation and development of deep earthquakes in the Okhotsk Sea .....	310
S.V. Trofimenko, N.N. Grib. Features of existential distributions of quantity of earthquakes depending on their power classes .....	315
Ts.A. Tubanov, D.P-D. Sanzhiyeva. Features of seismicity of the Average of Baikal according to a local monitoring network .....	319
A.V. Fyodorov, V.E. Asming. Studying of characteristics of seismic noise of the stations network used in routine processing of Cola branch GS RAS .....	322
V.I. Frantsuzova, K.B. Danilov. Study of the structure of the sedimentary cover Alexandra Island of the Archipelago of Franz Josef Land .....	327
V.I. Frantsuzova, Ya.V. Konechnaya, E.V. Ivanova. Assessment of registration opportunities of polar station "Amderma" .....	332
M.A. Hritova, N.A. Gilyova. System of quality check of operation of CSS channels in Baykal Branch GS SB RAS .....	337
L.R. Tsydyanova, Ts.A. Tubanov, P.A. Predein, D.P-D. Sanzhiyeva. Selenga network of seismological and vibroseismic monitoring .....	342
L.S. Chepkunas, M.I. Ryzhikova, L.S. Malyanova. About the assessment of extent of a focal in the center of the Iranian earthquake on April 9, 2013 with $M=6.4$ according to tool data .....	346
N.V. Sharov. Creation and development of geophysical observatory "Petrozavodsk" .....	351
S.V. Shibayev, B.M. Koz'min, A.F. Petrov, K.V. Timirshin. Lena-Taymyr seismic zone on the Laptev Sea Arctic Shelf .....	353
D.Yu. Shulakov. SeisComP3 system adaptation for monitoring of Western Caucasus seismicity in NRTS .....	358
V.N. Yakusheva, T.V. Bondarenko, N.A. Movchan. Macroseismic examination of the epicentral zone of an earthquake on December 10, 2012 with $M_w=4.6$ near Anapa .....	363
<b>Methodical section</b>	
E.A. Kobeleva, B.B. Chechelnskiy. Technique of calibration of seismic stations in Baikal branch of the SB GS RAS .....	367
I.N. Safronich, S.A. Krasilov, S.I. Kolesnikova, A.V. Savenkov. More efficient use of the signal processor program WSG in scientific research .....	385
Data on authors .....	386



СИ Технолоджи



XZone®

ТЕЛЕМЕТРИЧЕСКИЕ  
СИСТЕМЫ

ТЕЛЕМЕТРИЧЕСКАЯ  
СИСТЕМА

XZone®  
Bottom Fish



ТЕЛЕМЕТРИЧЕСКАЯ  
СИСТЕМА

XZone®  
Marsh Line



ТЕЛЕМЕТРИЧЕСКАЯ  
СИСТЕМА

XZone®  
Fly Lander



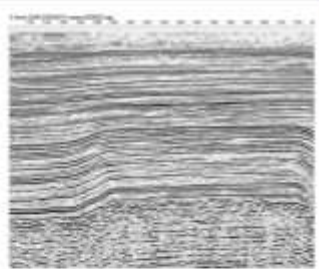
[www.intromarin.ru](http://www.intromarin.ru)



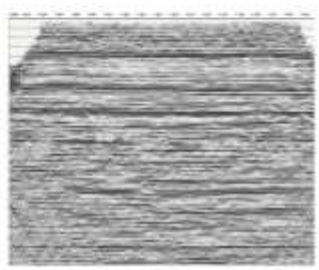
Донгеофизика

## СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ

с 2006 г.



СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫЕ  
РАБОТЫ НА МОРЕ



СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫЕ  
РАБОТЫ В ПЕРЕХОДНЫХ  
ЗОНАХ И НА  
ПРИЛЕГАЮЩЕЙ  
СУШЕ



СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫЕ  
РАБОТЫ НА СУШЕ

[www.dongeofizika.ru](http://www.dongeofizika.ru)

Научное издание

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ  
СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы

Геленджик, 16–20 сентября 2013 г.

Редактор, компьютерная верстка: С.Г. Пойгина

Сдано в набор 19.08.2013 г.  
Формат 60×90/8. Усл. печ. л. 50.5.  
Тираж 250 экз.

Отпечатано ООО «Альтпринт»  
249030, Калужская обл., г. Обнинск, пр. Маркса, д. 14  
Тел./факс 8 (48439) 4-47-77. E-mail 40print@gmail.com

ISBN 978-5-903258-26-0



9 785903 258260