

АВТОМАТИЧЕСКОЕ ВЫДЕЛЕНИЕ И РАЗДЕЛЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ШУМОВ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ВУЛКАНА АМБРИМ, ВАНУАТУ

AUTOMATIC DETECTION AND DISCRIMINATION OF VOLCANIC TREMORS AND TECTONIC EARTHQUAKES ON THE EXAMPLE OF AMBRUM VOLCANO, VANUATU

Д. Рулон¹, Д. Лезран², М. Жижин³

¹*Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, UMR 7516 ; 5, rue Descartes 67084
Strasbourg, France*

²*Universidad de Chile, Departamento de Geofísica, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile*

³*Геофизический центр и Институт космических исследований РАН*

An algorithm of automatic detection and discrimination of volcanic tremors and tectonic earthquakes is applied on data recorded on a 3-component STS-2 broad-band seismometer, installed from July to November 2000 at Ambrym Volcano, Vanuatu. The algorithm consists of detecting P waves and, if any, S waves according to a modified version (Zhizhin et al., 2006) of the Component Energy Comparison Method (CECM) proposed by Nagano et al. (1989).

The duration and maximum amplitude is also calculated automatically for each volcanic tremor, and for the tectonic earthquakes with corresponding duration and amplitude-magnitudes. During the four and half months of observation, 1959 local and regional tectonic earthquakes with epicentral distances (estimated from S-P interval time) ranging from a few kilometers to about 800 km, and 14942 volcanic tremors with duration ranging from 10 to 2000 seconds, have been detected. The Gutenberg and Richter distributions of tectonic earthquakes and volcanic tremors are examined according to their amplitude and duration, and completeness of the corresponding catalogues is studied in the general framework of the Gutenberg and Richter law. Peculiar observations about the coherence of some long duration volcanic tremors are further discussed.

Введение

Существует множество методов выделения сейсмических событий по вертикальной компоненте записи с одной станции. Эффективность выделения телесеизмических Р фаз падает с уменьшением эпицентрального расстояния для региональных и локальных землетрясений из-за меньших углов выхода Р-волн при малых расстояниях. Magotra (Magotra et al., 1987) первым обратил внимание на преимущество использования горизонтальных компонент в дополнение к одноканальному детектору и разработал метод детектирования, аналогичный управлению диаграммой направленности. В 90-е годы 3-компонентные данные нашли широкое распространение. Слабый сигнал в начале вулканического шума может быть существенно усилен при использовании трехкомпонентных записей. Видоизмененная версия метода покомпонентного сравнения энергии (Component Energy Comparison Method – CECM) Nagano et al. (1989), предложенная (Zhizhin et al., 2006), была адаптирована в данной работе для задачи разделения вулканических шумов и тектонических землетрясений. Алгоритм детектирует Р-волны и, по возможности, S-волны. Если обнаружены Р- и S-волны, то соответствующее событие относится к тектоническим событиям (которые в некоторых случаях могут вулканотектоническими). Если S-волна не была обнаружена, то событие относится к вулканическим шумам. Настоящая работа посвящена анализу сигналов конечной длительности, записанных на вулкане Амбрим, Вануату, с помощью 3-компонентного инструмента STS-2 в диапазоне частот от 3 до 9 Гц, используя автоматический детектор. Дополнительная обработка включает автоматическое определение основных параметров источника, таких как длительность и амплитудные магнитуды. Мы оцениваем распределения частота-масштаб на основе автоматического выделения и разделения вулканических шумов и тектонических землетрясений.

Методология

Видоизмененная версия метода покомпонентного сравнения энергии (Component Energy Comparison Method – СЕСМ) Nagano et al. (1989), предложенная (Zhizhin et al., 2006), была адаптирована в данной работе для задачи разделения вулканических шумов и тектонических землетрясений. Алгоритм детектирует Р-волны и, по возможности, S-волны. События-кандидаты выделяются по превышению порога отношения сигнал-шум (SNR) в 5 дБ, при этом короткие мы замыкаем короткие промежутки между событиями, не превышающие 20 с, с помощью оператора замыкания математической морфологии (Serra, 1982). Если Р-волна детектируется вблизи подъема SNR вместе с последующей S-волной, то выделенный сигнал относится к тектоническим землетрясениям; если S-волну обнаружить не удастся, то сигнал относится к вулканическому шуму. В первом случае, поиск вступления S-волны ведется с помощью статистической сегментации по разности распределения амплитуд до и после S-вступления. Оценка длительности сигнала получается от момента подъема SNR выше порога или Р-вступления (если обнаружено) до момента времени, когда SNR падает ниже того же порога.

Р- и S-детектор

В нашей задаче построить устойчивый и чувствительный Р-детектор мы испробовали несколько различных методов, включая STA/LTA, метод линейной поляризации и много-масштабный детектор с использованием вейвлет-преобразования (Anant and Dowla, 1997). Лучшие результаты были получены с помощью адаптированного метода покомпонентного сравнения энергии (Component Energy Comparison Method - СЕСМ) предложенного Nagano et al. (1989) для автоматического детектирования и определения положения источника акустических шумов.

Если предположить, что сейсмический шум является многомерным винеровским стохастическим процессом, то кинетическая энергия, диссипировавшая в каждом канале, будет пропорциональна времени регистрации, $E_x(t) \sim t$ (Wentzell, 1981). Поэтому будет наблюдаться корреляция энергии между каналами. Детерминисткая компонента в стохастическом сигнале (в нашем случае вступление Р-волны) временно нарушит характер установившейся корреляции.

В нашей версии алгоритма СЕСМ мы коррелируем кинетическую энергию в скользящем окне $T = 25$ с между тремя каналами сейсмической записи. Интеграл энергии, диссипировавшей в каждом канале с дискретным временем $x(i)$

$$E_x(t) = \sum_{i=1}^t x^2(i). \quad (1)$$

Выбор начального момента времени $t=1$ может быть произвольным, необходимо лишь чтобы он был «зафиксирован» значительно раньше t , например, на границе каждого часа. Чтобы не зависеть от направления прихода Р-волны, мы используем произведение корреляций интеграла энергии по парам каналов x - z и y - z (z обозначает вертикальную компоненту движения; x и y находятся в горизонтальной плоскости; x в направлении С-Ю; y в направлении З-В):

$$R(t, T) = R_{xz}(t, T)R_{yz}(t, T), \quad (2)$$

где корреляция интеграла энергии по паре каналов x - z определяется формулой

$$R_{xz}(t, T) = \frac{\sum_{i=t}^{t+T} E_x(i)E_z(i)}{\sqrt{\sum_{i=t}^{t+T} E_x^2(i) \sum_{i=t}^{t+T} E_z^2(i)}}, \quad (3)$$

и $R_{yz}(t, T)$ определяется той же формулой с заменой x на y . Приблизительное время прихода Р-волны t_0 определяется моментом когда $R(t, T)$ достигает локального минимума, как показано на Рис. 1. Чтобы уменьшить число ложных тревог, мы используем эмпирически заданный порог для Р-вступлений при минимуме корреляции $R(t, T) \leq 0.6$.

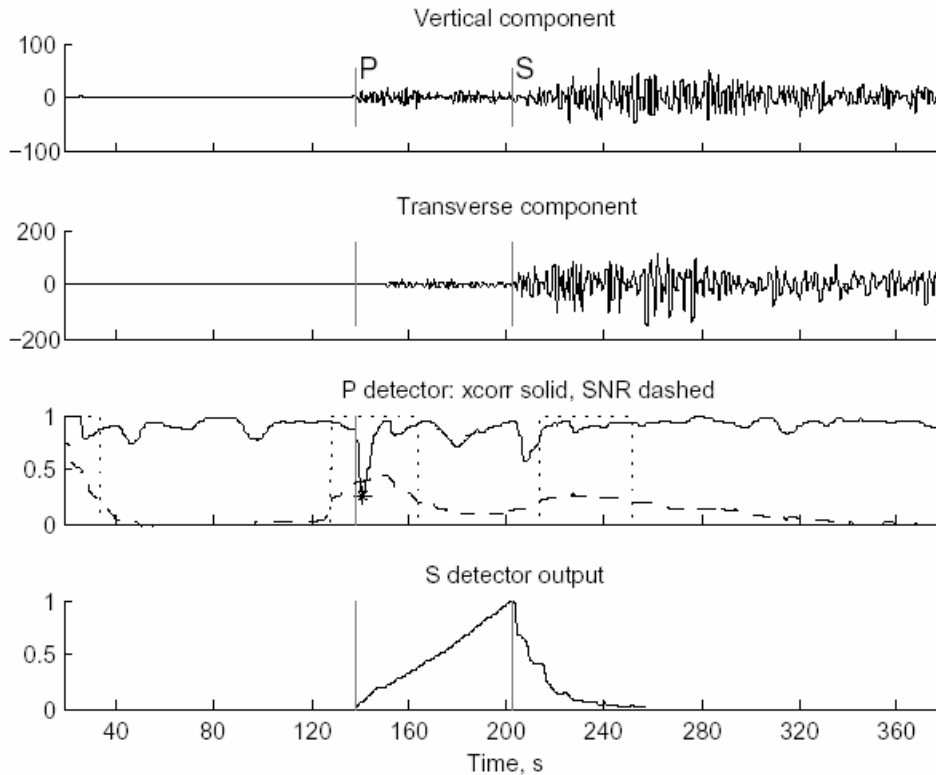


Рис.1. Пример детектирования Р- и S-волн:

- верхний и второй ряд: вертикальная и поперечная компоненты с отметками для Р- и S-вступлений, амплитуды в μ/s , поперечная компонента вычислялась согласно координатам очага по каталогу NEIC;
- третий ряд: безразмерный СЕСМ детектор Р-волн со сплошной линией для корреляции энергии между каналами, локальный минимум для грубой оценки времени вступления показан звездочкой, SNR показано пунктиром, области превышения порога SNR показаны пунктирными сегментами;
- нижний ряд: результат работы S-детектора.

Более точная оценка времени прихода Р-волны t_p получается с помощью параболы, которая аппроксимирует несколько значений $R(t, T)$ после t_0 : за время t_p мы принимаем момент пересечения параболы с осью абсцисс. Тем самым мы определяем первый признак начала Р-волны перед статистически значимым волновым пакетом в момент t_0 .

Наш детектор S-волн основан на двух предположения: 1) плотности распределения амплитуд $a(t)$ в полученных преобразованием Гильберта огибающих Р- и S-волн $p_p(a(t))$ и $p_s(a(t))$ являются нормальными $N(m_p, s)$ и $N(m_s, s)$ со сравнимыми вариациями, но существенно различными средними значениями; 2) сигналы внутри Р- и S-волны могут считаться квази-стационарными (Nagano *et al.*, 1989). В этих предположениях момент t_s прихода S-волны разделит отрезок времени между приходом Р-волны t_p и максимумом линейной поляризации трехмерного сигнала t_{max} (который для региональных сейсмограмм находится внутри S-волны) на два статистически однородных сегмента $t_p \leq t_s \leq t_{max}$ с функцией правдоподобия

$$L(t_s) = \log \prod_{i=t_p}^{t_s} p_p(a(t_i)) \prod_{i=t_s+1}^{t_{\max}} p_s(a(t_i)). \quad (4)$$

Для нормальных плотностей $p_p(a(t))$ и $p_s(a(t))$ функция правдоподобия будет

$$L(t_s) \approx -\frac{t_s - t_p}{2} \log \frac{1}{t_s - t_p} \sum_{i=1}^{t_s} [a(t_i) - m_p]^2 - \frac{t_{\max} - t_s}{2} \log \frac{1}{t_{\max} - t_s} \sum_{i=t_s}^{t_{\max}} [a(t_i) - m_s]^2, \quad (5)$$

$$\text{где } a(t_i) = \sqrt{x(t)^2 + y(t)^2 + z(t)^2}, \quad m_p = \frac{1}{t_s - t_p} \sum_{i=1}^{t_s} a(t_i), \quad m_s = \frac{1}{t_{\max} - t_s} \sum_{i=t_s}^{t_{\max}} a(t_i). \quad (6)$$

Мы принимаем за момент прихода S-волны t_s максимум функции правдоподобия $L(t_s)$ (Рис. 2).

Выделение вулканического шума

Следуя Nagano *et al.* (1989), мы анализируем отношение сигнал-шум (SNR) во временном окне длительности T с центром в момент времени t , которое определяется по формуле

$$SNR(t) = 20 \log(P_{\text{signal}}(t) / P_{\text{noise}}(t)), \quad (7)$$

где средние амплитуды сигнала и шума определяются как

$$P_{\text{signal}}(t) = \frac{1}{T} \sum_{i=t-T/2}^{t+T/2} \sqrt{x^2(i) + y^2(i) + z^2(i)}, \quad (8)$$

$$P_{\text{noise}}(t) = \frac{1}{t} \sum_{i=t_0}^{t_0} \sqrt{x^2(i) + y^2(i) + z^2(i)}. \quad (9)$$

Время начала суммирования при вычислении средней амплитуды шума t_0 может быть выбрано произвольно до начала вулканического шума (мы выбираем t_0 на границе часа). Началом вулканического шума считается момент, когда отношение сигнал-шум превышает заранее определенный порог $SNR(t) > 5 \text{ dB}$.

Для удаления возможных коротких разрывов при детектировании шума на уровне порога SNR мы используем оператор замыкания из математической морфологии (Serra, 1982). Это одномерная версия оператора, который в двумерном варианте широко используется при обработки изображений. Оператор замыкания (closing) является композицией двух основных операторов мат. морфологии, расширения (dilation) и размывания (erosion), использующих одинаковый структурный элемент – единичный отрезок длительностью 20 с. В результате замыкания любые два детектированных сигнала, отделенные друг от друга промежутком времени мене 20 с объединяются в один непрерывный сигнал.

Результаты

За четыре с половиной месяца непрерывных наблюдений на вулкане, который в этот момент находился в состоянии затишья, было выделено 1959 тектонических землетрясений с эпицентрными расстояниями (определенными по времени задержки S-P) в диапазоне от нескольких до 800 км (большинство из них с расстоянием <200 км), а также 14942 вулканических шума с длительностью от 10 до 2000 с. Далее мы анализируем распределения частота-магнитуда для тектонических землетрясений и частота-длительность для вулканических шумов. Наблюдается интересная закономерность распределения длительных вулканических шумов.

Тектонические землетрясения

Мы удалили 150 событий из 1959 автоматически детектированных по видимой ошибке детектирования фазы PgPg вместо S-волны. На Рис. 2 все множество

детектированных землетрясений показано в хронологической последовательности в соответствии с эпицентральным расстоянием, грубая оценка которого (без учета глубины) была получена простым умножением на 8 времени задержки между S- и P-волнами.

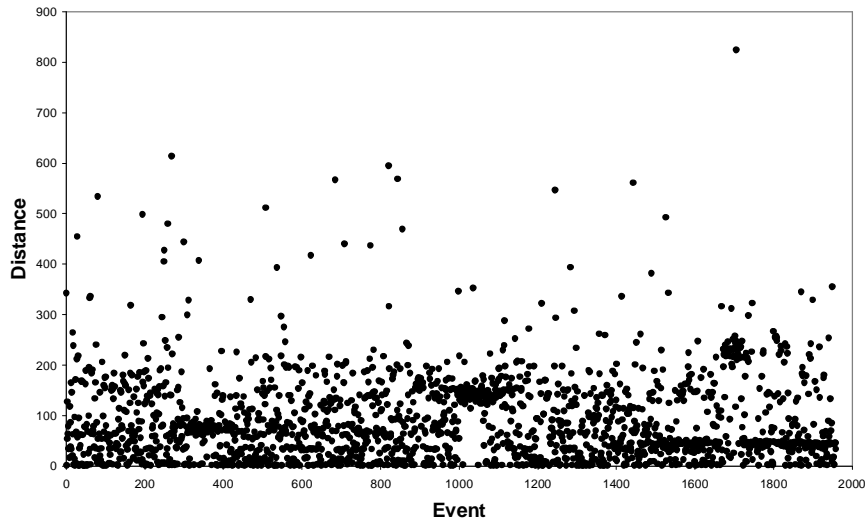


Рис.2. Детектированные землетрясения в хронологической последовательности в соответствии с эпицентральным расстоянием.

Большинство региональных землетрясений были правильно распознаны нашим методом по данным с одной станции. Среди них можно выделить три сейсмических роя, соответствующих сильным землетрясениям в районе Вануату. На Рис. 3 показано распределение числа детектированных тектонических землетрясений в зависимости от амплитудной магнитуды. Мы видим, что данные соответствуют закону Гутенберга-Рихтера и наш каталог полон для локальных магнитуд выше 2.4, что подтверждает возможность устойчивого автоматического детектирования большинства локальных и региональных событий на одной станции.

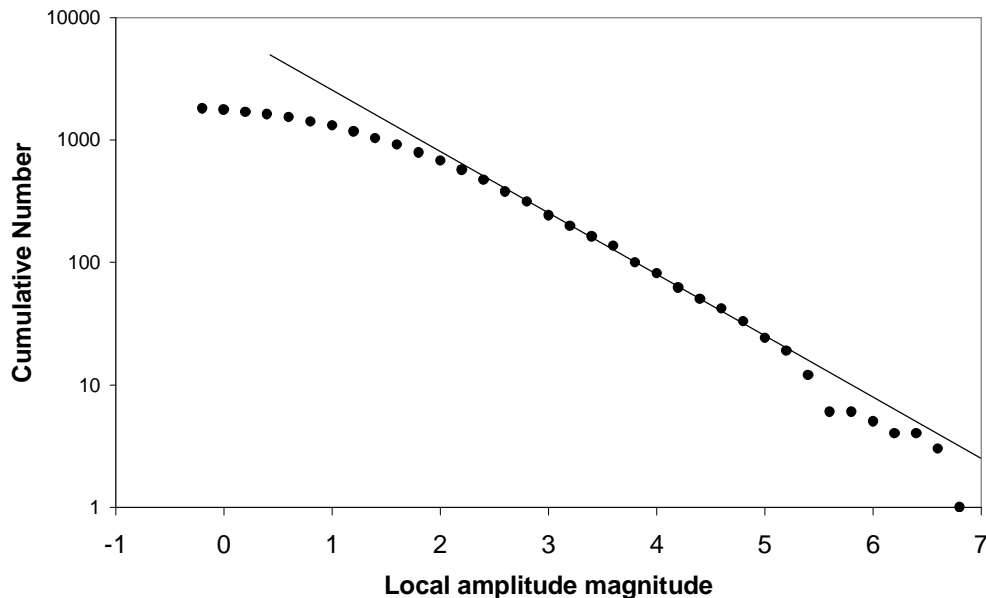


Рис.3. Распределение числа детектированных тектонических землетрясений в зависимости от амплитудной магнитуды.

Вулканические шумы

За все время наблюдений мы детектировали 14942 вулканических шума с длительностью, превышающей порог 10 с. Распределение числа шумов по

длительности показано на Рис. 4. Распределение частоты по длительности (log-log) отчетливо показывает два тренда, разбивающих все множество шумов на две части, длительных вулканических шумов (далее ДВШ) с продолжительностью > 100 с, и коротких вулканических шумов (далее КВШ) с длительностью < 100 с. Количество наблюдаемых ДВШ заметно превышает их ожидаемое число, полученное экстраполяцией распределения КВШ в область больших длительностей, что может быть обусловлено различием в порождающей их физике, на это у нас нет пока объяснений. Распределение числа вулканических шумов по амплитуде не имеет ярко выраженного скачка в масштабе, сравнимого с распределением по длительности. Зависимость амплитуды шума от длительности, не имеет ярко выраженной закономерности для КВШ, и постоянно для ДВШ.

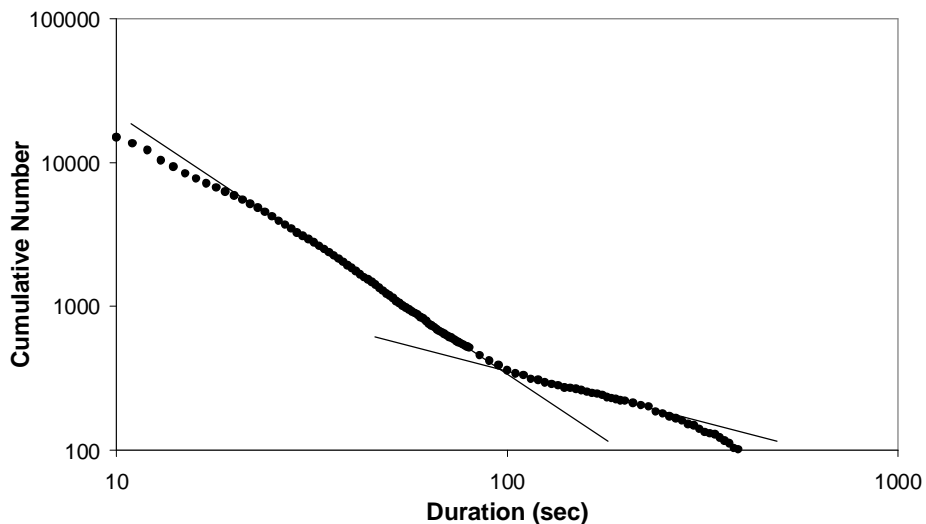


Рис.4. Распределение числа вулканических шумов по длительности.

Распределение времени задержки для всего множества ЛВШ показано на Рис. 5, на котором видны четыре пика: первый с длительностью 77 ± 17 мин, второй с длительностью 165 ± 10 мин, третий 565 ± 50 мин и четвертый 1065 ± 50 мин. Отсюда можно заключить, что ДВШ могут носить регулярный характер с четырьмя различными временами возврата, отвечающими за «подзарядку» системы между шумами. Другими словами, активизация ДВШ может носить ритмический характер и зависеть от нескольких циклов (режимов).

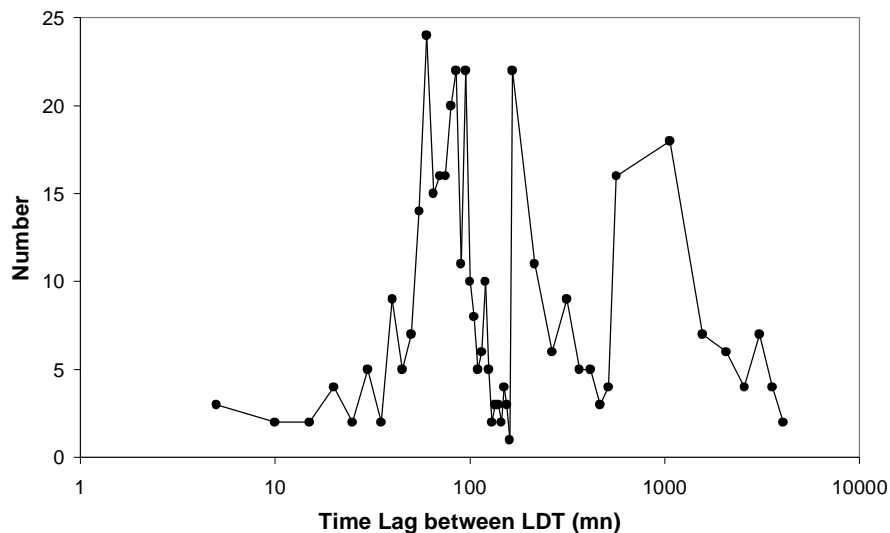


Рис. 5. Распределение времени задержки для всего множества ЛВШ.

Наблюдение подобных циклов и длительные задержки между последовательными ДВШ говорят о том, что в дополнение к «пузырьковому» механизму в каждом жерле вулкана может существовать еще глубинный сложный физический процесс, который необходимо подключить для объяснения полной картины динамики вулкана. В наших наблюдениях мы использовали только одну трехкомпонентную станцию, которая не дает достаточно информации для трехмерной локализации источника ДВШ. Кроме того, движение частицы (particle motion) в трехмерной записи ДВШ сильно размыто и не может быть использовано для поляризационного анализа направления на источник. Тем не менее, мы отмечаем, что ДВШ очень заметны на короткопериодной вертикальной записи прибора, установленного на краю кратера Бенбоу (Benbow). Наблюдаемое очень высокое отношение сигнал-шум можно интерпретировать как ре-активацию озера лавы глубинным источником ДВШ.

Заключение

Нами разработан и реализован программно алгоритм автоматического выделения и классификации сейсмических записей тектонических землетрясений и вулканических шумов по трехкомпонентной записи с одной станции вблизи вулкана. Мы применили этот алгоритм для анализа четырех с половиной месяцев непрерывной широкополосной записи вблизи вулкана Амбрим.

Несмотря на то, что данные были получены одной станцией, анализ полноты каталога землетрясений воспроизвел закон повторяемости Гутенберга-Рихтера в широком диапазоне магнитуд. В случае вулканических шумов, масштабирование для случая число событий-амплитуда также повторяет закон Гутенберга-Рихтера, что положительно характеризует качество детектирования шумов, но распределение длительностей шумов при этом имеет более сложную структуру, позволяя сделать вывод о наличии двух классов шумов – коротких < 100 с и длинных > 100 с.

Особое внимание было уделено анализу повторяемости длинных вулканических шумов, имеющей ритмический характер. Различные циклы повторяемости шумов могут быть следствием нелинейных физических процессов на дне озера лавы в кратере вулкана.

Список литературы

1. Carniel R., Di Cecca M., and Rouland D., 2003. Ambrym, Vanuatu (July-August 2000): Spectral and dynamical transitions on the hours-to-days timescale. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 128. P. 1-13.
2. Legrand D., Rouland D., Frogneux M., Carniel R., Charley D., Roullet G. and Robin C., 2005. Interpretation of Very Long Period Tremors at Ambrym volcano, Vanuatu, as quasi-Static Displacement Field related to two distinct magmatic sources // *Geophys. Res. Lett.*, 32, 6, L0631410.1029/2004GL021968
3. Nagano K., H. Niitsuma & N. Chubachi. 1989. Automatic algorithm for triaxial hodogram source location in downhole acoustic emission measurement// *Geophysics*, 54, 4. P. 508-513.
4. Serra J. *Image Analysis and Mathematical Morphology*, Academic Press, London, 1982.
5. Wentzell, 1981. *A course in the theory of stochastic processes*, Mc. Graw-Hill, NY.
6. Zhizhin M., Rouland D., Bonnin J., Gvishiani A., and Burtsev A., 2006. Rapid estimation of earthquake source parameters from pattern analysis of waveforms recorded at a single 3-component station // *Bull. Seism. Soc. Am*, 96, 6.