

УДК 519.254: 519.242: 550.34

## ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ И ПЛАНИРОВАНИЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ СЕТИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ДРОЖАНИЯ

© 2008 В.В. Иванов

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; e-mail: victor@kscnet.ru*

Изложена новая линеаризованная методика оценки эффективности сейсмологической сети (группы) для определения местоположения источника вулканического дрожания. Она разработана для частотно-медленного и фазовой корреляции методов локации источника. Это дает возможность планировать новые, более эффективные сети для более точного определения координат таких источников. Методика апробирована на примере временных сетей сейсмических станций на Большом трещинном Толбачинском извержении и вулкане Горелом (Камчатка) для случая определения положения источника в плане. В результате изменения конфигурации сети было достигнуто повышение эффективности одной из сетей в два раза. Предлагаемый расчет, не требующий моделирования по методу Монте-Карло, связан с вычислениями по формулам, имеющим ясный геометрический смысл, что упрощает процедуру планирования размещения сейсмометров в пределах сети.

*Ключевые слова:* сейсмологические сети, вулканическое дрожание, источник

### ВВЕДЕНИЕ

Вулканическое дрожание (ВД) представляет собой продолжительные (длительностью от нескольких минут до нескольких месяцев) колебания с частотами примерно от 0.1 до 10 Гц, источник которых находится в магматической питающей системе вулкана (Токарев, 1981; Cosentino et al., 1982; Koyanagi et al., 1987; McNutt, 1985).

Согласно устному сообщению Р. Койанаги (Токарев, 1981), на Гавайских вулканах около 90% длительности регистрировавшегося ВД приходится на период извержений вулканов и только 10% - на период покоя. В 99% случаев оно имеет близповерхностный очаг и в 1% случаев источник находится на глубинах 30-40 км. На вулкане Ключевском (Камчатка) ВД обычно сопровождается вершинные и побочные извержения, но нередко отмечается и во время спокойного состояния вулкана (Иванов, 2008). Слежение за параметрами вулканического дрожания имеет большое значение для контроля вулканической активности и прогнозирования времени и места вулканических извержений и их опасных взрывных фаз (Иванов, 1988, 2003, 2008; Широков, 1985).

Определение распределения источников

ВД по глубине представляет интерес в связи с проблемой изучения магматических процессов и самого процесса вулканического извержения (Chouet, 1996; Chouet et al., 1998). Определение положения источников ВД в плане важно для ряда крупных вулканических центров, в которых современные извержения происходят как в вершинном кратере вулкана, так и в пределах его протяженных (10-20 км) зон шлаковых конусов (рифтовых зон). В этом случае область генерации ВД может быть достаточно обширной. Так, на вулкане Килауэа (Гавайские острова) в период подготовки и извержения в рифтовой зоне область генерации низкочастотного ( $f \sim 1$  Гц) ВД мигрировала вдоль этой зоны на расстояние несколько километров (Koyanagi et al., 1987). В 1975 г., во время извержения Северного и Южного прорывов Большого трещинного толбачинского извержения (Камчатка), размеры области генерации высокочастотного ( $f = 5-10$  Гц) дрожания оценивались 20 км в плане, а по глубине - от 0 до 1-1.5 км, иногда от 0 до 3-5 км (Фарберов, Гаретовская, 1978). Недавний пример - вулкан Горелый (Южная Камчатка), на вершине которого имеется 11 современных вершинных кратеров (в пределах области размерами около 4 км). Мы полагаем, что эта область совпадает с зоной магматического питания вулкана. В 2008 г. на

вулкане постоянно наблюдается вулканическое дрожание при отсутствии явных признаков вулканической активности. Положение источника ВД в пределах этой области пока неизвестно. Поэтому изучение параметров источников ВД, в особенности их глубины и положения в плане, может быть полезным как для понимания механизма магматической и вулканической деятельности, так и для прогноза извержений и слежения за их ходом.

В отличие от импульсных сигналов (землетрясений) вулканическое дрожание, как правило, не имеет различимых вступлений волн. Поэтому для него неприменимы обычные сейсмологические методы определения источника генерации, основанные на измерении времен вступлений объемных волн на отдельных, разнесенных на сравнительно большие расстояния, сейсмостанциях. Стационарность характеристик вулканического дрожания, однако, делает этот тип источника идеальным для анализа, используя методы сейсмических антенн (групп) (Chouet et al., 1998).

На протяжении более чем 30 лет сейсмических наблюдений за вулканическим дрожанием на Камчатке получен обширный фактический материал (Гаврилов и др., 1984; Гордеев и др., 1978, 1986; Токарев, 1964, 1981; Токарев, Лемзиков, 1980; Фарберов, Балеста, 1966; Фарберов, Гаретовская, 1978; Фарберов и др., 1983). После 1991 г. работы в данном направлении проводились в очень ограниченном объеме из-за недостатка финансирования. Полученный материал позволил определить положение источников ВД в плане, изучить спектральные особенности и получить первые оценки глубины источников, что имело важное научное значение. Однако дальнейшее развитие исследований в этом направлении невозможно без повышения их детальности, а соответственно и точности определения местоположения источников ВД. Не следует полагать, что увеличение длины реализации ВД является панацеей, позволяющей увеличить точность. Нередко этому препятствует недостаточная длительность сигнала ВД (интервала стационарности). Во время взрывов вулканского типа на вулканах Карымский и Шивелуч дрожание продолжается всего несколько минут и обычно представляет собой нестационарный узкополосный случайный процесс. Лучшее планирование измерительных сетей и использование адекватных моделей среды позволит повысить точность получаемых оценок и изучить имеющиеся нестационарности в сигнале, отражающие динамику развития вулканических взрывов. Эксперимент по изучению вулканического дрожания — это сложная и дорогостоящая практическая задача, к тому же повторить такой эксперимент обычно не

удается. Поэтому для вулканического дрожания анализ эффективности сети и ее оптимизация имеют такое же важное значение, как и для случая землетрясений. Вопросы эти применительно к шумовым сейсмическим сигналам разработаны недостаточно.

Целью настоящей работы являются разработка методики оценки эффективности, планирование сети для локации источника вулканического дрожания (в трехмерном случае) и опробование методики на примере некоторых сейсмических сетей для изучения ВД на Камчатке (определение положения источника в плане). Под оценкой эффективности сети нами понимается: — построение распределения в пространстве некоторого критерия качества (локального), который характеризует разрешающую способность сети в каждой точке пространства; — нахождение минимального значения этого критерия в некоторой области, где априори может находиться источник ВД (глобальный критерий).

#### КРАТКИЙ ОБЗОР МЕТОДОВ ЛОКАЦИИ ИСТОЧНИКА ДРОЖАНИЯ И ОЦЕНОК ЭФФЕКТИВНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СЕТЕЙ

По литературным данным можно выделить следующие методы локации шумовых сейсмических источников: — фазовой корреляции; — поляризационный; — пространственного ослабления амплитуд; — по частотам резонансов в источнике; — по оценкам энергии когерентного сигнала; — частотно-медленностный метод.

В методе фазовой корреляции используются сети, состоящие из нескольких, разнесенных по разным азимутам от предполагаемого источника, локальных профильно-угловых расстановок однокомпонентных сейсмометров (Карлтон, Фидлер, 1987; Токарев, 1964; Токарев, Лемзиков, 1980; Фарберов, Балеста, 1966; Фарберов, Гаретовская, 1978). Сейсмометры в расстановке располагаются в пределах пространственного интервала корреляции сигнала ВД ( $h = 15-250$  м, в зависимости от изучаемого частотного диапазона). Метод основан на определении ориентации волновых фронтов и измерении фазовых и групповых скоростей сейсмических волн. По этим параметрам определяется направление (пеленг) на источник; пересечение пеленгов с разных азимутов определяет область генерации ВД в плане. Величины кажущихся скоростей с учетом скоростной модели среды позволяют приближенно оценить глубину источника дрожания.

Поляризационный метод описан в работе (Ferrazini et al., 1991). Он основан на предположении, что волновое поле есть случайный процесс,

как во времени, так и в пространстве. Основываясь на этом предположении, определяется соотношение между спектром волн во времени и в пространстве, из которого могут быть выведены свойства волнового поля. Предполагается, что волновое поле состоит из поверхностных волн. Метод позволяет определить направление на источник ВД и по дисперсионным кривым поверхностных волн построить скоростную модель верхних (первые сотни метров) горизонтов земной коры в районе вулкана. Интересная разновидность поляризованного метода предложена Е.И. Гордеевым с соавторами (Гордеев и др., 1987), когда направление на источник определяется по одной трехкомпонентной сейсмостанции. Пересечение пеленгов с разных сейсмостанций дает положение источника ВД в плане. В работе (Викзулин и др., 1980) сделана попытка оценки положения источника ВД в плане и его глубины на Большом трещинном Толбачинском извержении по поляризации объемных волн в близкой ( $D < 1$  км) от источника зоне.

Метод пространственного ослабления амплитуд по сети сейсмостанций позволяет оценивать положение источника ВД в плане и иногда глубину источника путем сравнения экспериментальных и теоретических кривых амплитудного ослабления (Cosentino et al., 1982; Kouyagi et al., 1987).

По частотам резонансов в источнике можно оценивать размеры самого источника ВД (Seidle et al., 1981). Однако это требует знания акустических свойств магмы в питающем вулканическом канале, которые сложно оценить; кроме того, возникает проблема разделения резонансов в источнике и резонансов, вызванных средой.

Метод по оценкам энергии когерентного сигнала основан на способе обработки сейсмической информации, который предложен в работах (Кац, Шубик, 1971; Neidle, Taner, 1971). Методические аспекты использования шумовых сейсмических полей для экспериментального исследования структурных особенностей среды этим методом рассмотрены в работах (Николаев и др., 1983, 1986; Чеботарева, 1992; Шубик, Киселевич, 1993; Tsebotareva et al., 2000). Метод использовался для сканирования шумовых свойств среды на геотермальных площадках и в вулканических районах на Камчатке (Александров, Рыкунов, 1992; Кугаенко и др., 2004).

Основным методом определения местоположения источника ВД является т.н. частотно-медленностный метод, основанный на оценках *взаимных кавариаций* для записей всех сейсмометров в локальной сейсмической группе (антенне), насчитывающей несколько десятков сейсмодатчиков. Обзор работ по применению этого метода и соответствующих антенн при-

веден в работах (Chouet, 1996; Chouet et al., 1998). Датчики в группе располагаются сравнительно близко (десятки – первые сотни метров) друг от друга в пределах пространственного интервала корреляции сигналов ВД и образуют компактную расстановку. На основании этих данных для всей сейсмической группы рассчитывается спектр мощности в плоскости медленностей (Chouet, 1996; Volcanic..., 1991). Значимые максимумы показывают как направление, так и величины медленностей различных типов волн, регистрируемых сейсмической группой. По этим данным, в рамках принятой скоростной модели среды, восстанавливаются сейсмические лучи для Р и S – волн. Далее строится вертикальная плоскость, проходящая через активный кратер вулкана и ортогональная к направлению на центр сети. Пересечение этой плоскости с лучами дает проекцию области, излучающей вулканическое дрожание (Chouet et al., 1998). Важным достоинством этого метода является то, что он позволяет не только определить положение источника, но также изучить его волновое поле. Это значительно повышает доверие к полученным оценкам и позволяет рассматривать этот метод в качестве основного инструмента для изучения ВД.

Таким образом, задача локации источника ВД принципиально отличается от локации гипоцентров землетрясений, как используемыми наблюдательными сетями, так и измерительной информацией и процедурами обработки. В качестве измерительной информации здесь обычно выступают времена запаздывания (медленности) волн определенного типа для каждой из пар приемников сейсмической группы, а не времена вступления волн. Следовательно, анализ эффективности измерительных сетей для изучения непрерывных сейсмических сигналов (типа ВД) должен значительно отличаться от случая землетрясений.

Вопрос оценки эффективности сейсмических антенн разработан недостаточно. В работе (Шубик, Киселевич, 1993) исследуется разрешающая способность сети для метода, основанного на оценках энергии когерентного сигнала. В работе (Chouet et al., 1998) исследуются ошибки определения положения источника ВД частотно-медленностным методом. Обе эти работы основаны на моделировании измерительной информации по методу Монте-Карло, что представляется неоправданным усложнением. Более перспективным, на наш взгляд, является использование линеаризованных оценок, что приводит к простым, геометрически ясным формулам. В работе (Горицкий и др., 1990) приведены самые первые выражения для линеаризованного критерия качества определения

положения источника ВД в плане для случая однородной среды и сейсмологических сетей, состоящих из профильно-угловых расстановок. В настоящей работе рассматривается более общий случай неоднородной среды, произвольной сейсмической антенны и определения положения источника ВД в плане и по глубине. Предложенная методика апробируется на примере анализа двух временных сетей на Камчатке для определения положения источника в плане.

### ИЗМЕРИТЕЛЬНЫЕ СЕТИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ДРОЖАНИЯ НА КАМЧАТКЕ

На рис. 1 показаны основные полигоны, на которых проводилось изучение вулканического дрожания на Камчатке. Развернутые на полигонах сети приведены на рис. 2. Они состояли из совокупности разнесенных в пространстве элементов, которые были двух типов. Элементами первого типа являлись локальные профильные или профильно-угловые расстановки, состоящие из 5-7 однокомпонентных сейсмо-

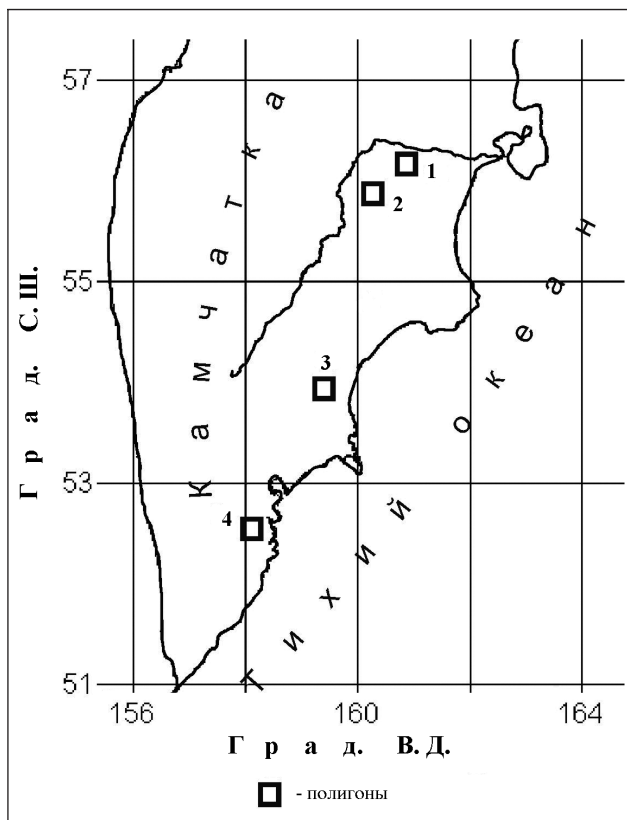
метров (Токарев, Лемзиков, 1980; Фарберов, Гаретовская, 1978). Сейсмометры в такой элементарной расстановке располагались в пределах пространственного интервала корреляции сигнала ВД (15-250 м, в зависимости от регистрируемого частотного диапазона). Элементами второго типа являлись трехкомпонентные сейсмостанции (Гордеев и др., 1986). Сети состояли из двух-шести элементов первого или второго типов, которые располагались на разных азимутах от предполагаемого источника ВД (рис. 2). Целью исследований было определение кажущихся скоростей и спектральных особенностей сейсмических волн, направления на источник ВД и определение его местоположения в плане путем пересечения пеленгов. В некоторых случаях — определение глубины источника по величинам кажущихся скоростей.

Сеть  $S_1$  (рис. 2) представляла собой площадную расстановку из шести трехкомпонентных сейсмостанций, позволявшую с помощью пересечения пеленгов с разных точек оконтуривать область генерации ВД в плане в период извержения вулкана Ключевской в июле-августе 1984 г. Там также применялись и профильные расстановки однокомпонентных сейсмометров для изучения волнового и спектрального состава ВД (Гордеев и др., 1986). Область априорного положения источника ВД в плане  $\Omega$  для этой сети охватывает вершинный кратер Ключевского вулкана и все его современные побочные прорывы. Она аппроксимируется эллипсом с большой полуосью длиной 20 км и ориентированной относительно вершины вулкана в СВ направлении. Треугольниками со штрихованными номерами на рис. 2 показаны смещенные положения сейсмостанций, что отражает другую конфигурацию сети во время полевых работ.

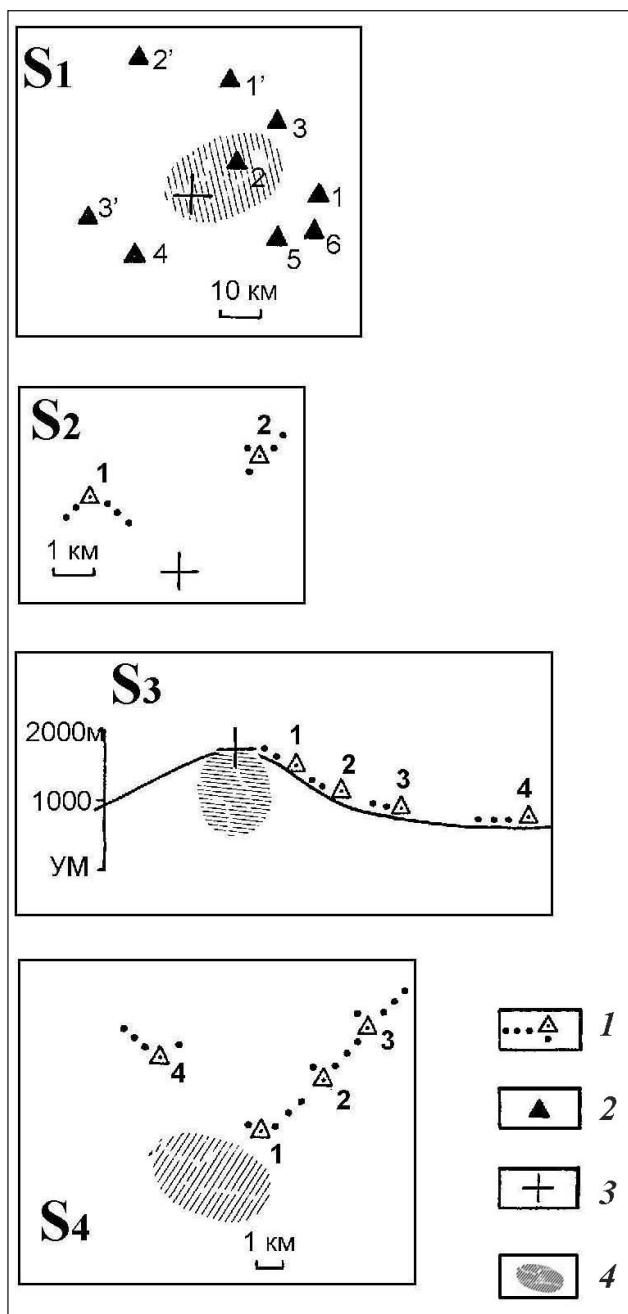
Сеть  $S_2$  (рис. 2) использовалась для изучения планового положения источника ВД на Южном прорыве Большого трещинного Толбачинского извержения в августе 1976 г. (Токарев, Лемзиков, 1980). Она состояла из двух угловых расстановок. Крестиком обозначено положение Южного прорыва; для этой точки мы оцениваем эффективность сети.

Сеть  $S_3$  (рис. 2) использовалась на вулкане Карымском в августе 1978 г. (Фарберов и др., 1983). На вертикальной плоскости, проходящей через вершину вулкана, показаны только те элементы четырех угловых расстановок, которые шли вдоль по склону вулкана. Конфигурация области  $\Omega$  выбиралась из совпадения ее с областью микроземлетрясений под Карымским вулканом, которую мы интерпретируем как магмоподводящую зону.

Сеть  $S_4$  использовалась на вулкане Горелом в 1980 г. для планового определения положения



**Рис. 1.** Полигоны для временных наблюдений вулканического дрожания на Камчатке: 1 — на вулкане Ключевском в июле - августе 1984 г., 2 — на Южном прорыве Большого трещинного Толбачинского извержения в августе 1976 г., 3 — на вулкане Карымском в августе 1978 г., 4 — на вулкане Горелом в августе 1980 г.



**Рис. 2.** Сети временных наблюдений для локализации источника дрожания на Камчатке:  $S_1$  – на вулкане Ключевском;  $S_2$  – на Южном прорыве Большого трещинного Толбачинского извержения;  $S_3$  – на вулкане Карымском;  $S_4$  – на вулкане Горелом.  $S_1, S_2, S_4$  были размещены в горизонтальной плоскости для планового определения положения источника, а  $S_3$  – в вертикальной плоскости, проходящей через вершину Карымского вулкана. Обозначения: 1 – локальная угловая расстановка однокомпонентных сейсмометров, 2 – трехкомпонентная сейсмостанция, 3 – положения вершинных кратеров вулканов (центра побочного прорыва), 4 – область априорного положения источника дрожания  $\Omega$ , УМ – уровень моря. Пояснения в тексте.

### МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И ОСНОВНЫЕ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫЕ ФОРМУЛЫ ДЛЯ ОЦЕНКИ ЭФФЕКТИВНОСТИ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ СЕТИ

Пусть  $\Omega$  – некоторая априорная область в трехмерном пространстве  $R^3$ , в пределах которой может располагаться источник вулканического дрожания. Конфигурация этой области для каждого эксперимента была описана выше. В конкретный момент времени источник ВД занимает некоторую (неизвестную) часть области  $\Omega$ . В общем случае считается, что источник ВД не точечный, а распределен в пространстве, однако для целей анализа эффективности измерительной сети достаточно анализировать сигнал определенного типа волн, излучаемый некоторой точкой источника  $x = \{x_1, x_2, x_3\}^T \in \Omega \subset R^3$ . При этом сигналы от волн других типов и других точек источника принимаются за шум, на фоне которого выделяется полезный сигнал, излучаемый в точке  $x$ . Задача оценки эффективности сейсмологической сети заключается в построении в области  $\Omega$  некоторого (локального) числового критерия качества. Анализ локального критерия качества в пределах области  $\Omega$  позволяет определять участки, в которых сеть лучше или хуже оценивает координаты источника ВД. Введение в области  $\Omega$  некоторого глобального критерия качества позволяет оценить качество сейсмологической сети и сравнивать между собой разные сети.

В основном частотно - медленностном методе локализации источника ВД в качестве измерительной информации выступают взаимные ковариации сигналов сейсмоприемников, на основании которых строится спектр мощности в плоскости медленностей для всей сейсмической группы. На спектре медленностей выделяются максимумы, соответствующие определенным типам волн и определенным излучающим областям. Поэтому при исследовании эффективности сети мы

источника ВД. Она состояла из четырех угловых расстановок однокомпонентных сейсмометров (Гаврилов и др., 1984). Область априорного положения источника ВД оценивалась из следующих соображений. Современная постройка вулкана представлена тремя слившимися конусами, которые в виде хребта вытянуты на 4-5 км в 3 - СЗ направлении. На вершине имеется 11 активных кратеров, наложенных друг на друга, а на склонах – около 40 побочных прорывов (Кирсанов, Мелекесцев, 1991). Можно полагать, что современная магматическая активность вулкана в основном сосредоточена в области, занятой этими кратерами, что аппроксимируется эллипсом с большой полуосью длиной 4 км и имеющей 3-СЗ простираение.

примем модель сигнала в виде запаздываний волн определенного типа (P, S или поверхностных), излученных в некоторой точке источника  $x \in \Omega \subset R^3$  и зарегистрированных на каждой паре сейсмометров группы. В нашем случае удобнее рассматривать величины запаздываний волн, чем обратные к ним медленности. Такая модель сигнала позволяет выявить главные геометрические особенности, связанные с взаимным расположением измерительной сети и источника. Нередко неудачное их расположение приводит к появлению значительных областей в пространстве, в пределах которых сеть разрешающая способность сети является слабой.

Как показано выше, для оценки эффективности сетей для локации источника ВД прямое моделирование ошибок по методу Монте-Карло представляется нецелесообразным. Более перспективным, на наш взгляд, является дальнейшее развитие подходов, используемых для случая определения координат землетрясений региональными сейсмическими сетями (Батасова, Гаврилов, 1990; Батасова и др., 1988; Горицкий, 1984; Горицкий и др., 1987). Они базируются на понятии т.н. «максимального неразличения» и на линеаризации годографа в окрестности источника. При этом учитывается в случае ВД наличие других сетей и другой измерительной информации.

Введем обозначения:  $S \equiv \{s^1, \dots, s^q, \dots, s^Q\}$  – сеть из Q сейсмометров (измерителей) сейсмической группы, которые расположены в пределах пространственного интервала корреляции сигналов и регистрируют волны определенного типа от  $x^0$ ;  $s^q$  точка расположения приемника с номером q,  $q = 1, \dots, Q$ .  $\Delta s^{ij} \equiv (s^i - s^j)$  – векторы баз между измерителями  $s^i$  и  $s^j$ ,  $i = 1, \dots, Q$ ;  $j = 1, \dots, Q$ .  $x^0$  и  $x^0 \in R^3$ .  $G(x^0, s^q)$  – принятый годограф, т.е. время пробега волн определенного типа из точки  $x^0$  в  $s^q$ ;  $\varepsilon_{ij}$  – шумы в измерениях запаздываний прихода волн (полагаются независимыми нормальными случайными величинами с нулевым средним значением и одинаковой дисперсией  $\sigma^2$ ;  $(\cdot, \cdot)$  – скалярное произведение,  $||\cdot||$  – модуль вектора (в смысле евклидовой метрики).

Пусть  $x^0 \in R^3$  – некоторая излучающая точка источника ВД, в которой исследуется эффективность измерительной сети. Для источника в точке  $x^0$  точные (незашумленные ошибками измерения) значения запаздываний волны определенного типа между измерителями  $s^i$  и  $s^j$  равны:

$$\tau \equiv G(x^0, s^j) - G(x^0, s^i), i = 1, \dots, Q; j = 1, \dots, Q.$$

Пусть  $\tau = \{\tau^{ij}\}$  – матрица размерности  $Q \times Q$  точных измерений на  $Q^2$  парах измерителей сети;  $\varepsilon = \{\varepsilon^{ij}\}$  – матрица случайных независимых ошибок измерения,  $\varepsilon^{ij} \sim N(0, \sigma^2)$ ;  $\zeta = \tau + \varepsilon$  –

матрица измерений запаздываний волн определенного типа для всех пар измерителей сети, произведенных с ошибками. Вообще говоря,  $\varepsilon^{ij}$  – зависимые случайные величины, однако, если считать их независимыми, то это увеличивает «зашумление», т.е. требования к сети будут несколько завышены, что нестрашно и упрощает анализ.

Для удобства дальнейших вычислений преобразуем эти данные в вектор-столбцы построчно, начиная с первой и по Q-ю строки, пропуская нулевые диагональные элементы и исключая повторяющиеся симметричные элементы:

$$\bar{\tau}_m = \tau_{ij}; \bar{\varepsilon}_m = \varepsilon_{ij},$$

где  $m = i(Q-1) + j$ ;  $i = 1, \dots, Q$ ;  $j = 1, \dots, Q$ ;  $i \neq j$ .  
 $m = 1, \dots, M$ , где  $M = Q(Q-1)/2$ .

Совокупность перенумерованных измерений можно представить в следующем виде:

$$\bar{\zeta} = \bar{\tau} + \bar{\varepsilon},$$

где  $\bar{\tau} = (\bar{\tau}_1, \dots, \bar{\tau}_m, \dots, \bar{\tau}_M)^T$  – вектор-столбец точных измерений на M эффективных измерителях;

$\bar{\varepsilon} = (\bar{\varepsilon}_1, \dots, \bar{\varepsilon}_m, \dots, \bar{\varepsilon}_M)^T$  – вектор-столбец случайных независимых ошибок измерений с одинаковыми дисперсиями;  $\varepsilon_m \sim N(0, \sigma^2)$ ;

$\bar{\zeta} = (\bar{\zeta}_1, \dots, \bar{\zeta}_m, \dots, \bar{\zeta}_M)^T$  – вектор-столбец измерений запаздываний волн, произведенных с ошибками.

Задача оценивания  $x^0$  по  $\bar{\zeta}$  часто осложняется тем, что даже при малых  $\sigma$  по различным источникам получаются близкие совокупности измерений. В таких случаях точность оценивания не может быть удовлетворительной. Для решения задачи оценивания эффективности измерительной сети для случая ВД мы воспользуемся подходами, развитыми в работах (Горицкий, 1984; Батасова и др., 1988).

Пусть  $x$ ,  $\bar{\tau}$  – второй источник и соответствующая ему совокупность точных измерений. Пару ( $x^0, x$ ) источников излучения назовем плохо различимой с вероятностью  $P_d$  по измерительной информации  $\bar{\zeta}$ , если при любом статистическом правиле  $\delta(\bar{\zeta})$  различения  $x^0$  и  $x$  хотя бы одна из вероятностей ошибок (первого или второго рода) превышает  $1 - P_d$ ; множество плохо различимых с вероятностью  $P_d$  точек  $x$  в окрестности точки  $x^0$  обозначим через  $V_{P_d}$ .

Рассмотрим в пространствах источников излучения и совокупностей измерений обычные евклидовы метрики (модули векторов). В работе (Горицкий, 1984) показано, что пара ( $x^0, x$ ) плохо различима с вероятностью  $P_d$  тогда и только тогда, когда

$$|\bar{\tau} - \bar{\tau}^0| \leq 2\sigma f(P_d),$$

где  $f(P_d)$  –  $P_d$ -квантиль нормального распределения.

Максимальным  $P_d$  неразличением (или, короче, максимальным неразличением) назовем величину (Горицкий, 1984):

$$\rho_{xo}^* = \sup_{(x, x^0) \in \bar{B}_{P_d}} |x - x^0|, \quad (1)$$

где  $\bar{B}_{P_d} = R^3 \setminus B_{P_d}$ .

$\rho_{xo}^*$  является наибольшей погрешностью определения положения источника излучения, расположенного в точке  $x^0$ , измерительной сетью при заданной вероятности  $P_d$  неразличения.

Эффективность измерительной сети в точке  $x^0$  будем характеризовать критерием (условным, равным обобщенному отношению изменения выходной информации к изменению входной информации):

$$F = \min_{x \neq x^0} \frac{|\bar{\tau} - \bar{\tau}^0|}{|x - x^0|}. \quad (2)$$

Экстремумы в (1) и (2) достигаются на одной и той же точке  $x = x^*$  из окрестности точки  $x^0$ , причем (Горицкий 1984):

$$\rho_{xo}^* = \frac{2\sigma f(P_d)}{F}. \quad (3)$$

Источники  $x$  и  $x^0$  назовем максимально неразличимыми.

Если годограф (а вместе с тем и запаздывания  $\bar{\tau}$  на парах измерителей) являются достаточно гладкими функциями от координат, с точностью до  $O(|x - x^0|^2)$  справедливо соотношение

$$\bar{\tau}(x) \approx \bar{\tau}(x^0) + L(x^0)(x - x^0),$$

где  $x$  - некоторая точка в окрестности точки  $x^0$ ,

$$L(x^0) \equiv \left\{ \frac{\partial \bar{\tau}_m}{\partial x_l}(x = x^0) \right\}_{m=1}^M \quad \begin{matrix} R \\ l=1 \end{matrix} \quad (4)$$

матрица линеаризованных шкал приемников размерности  $M \times R$ . Для линейных функций  $\bar{\tau}(x)$  имеется достаточно простая формула вычисления критерия  $F$  и, соответственно, максимального неразличения (Горицкий, 1984):

$$F(x^0) = \sqrt{\lambda_m}, \quad (5)$$

где  $\lambda_m$  - минимальное собственное значение матрицы  $L(x^0)^T L(x^0)$ , обычно называемой информационной матрицей Фишера. Заметим, что  $F$ -критерий пропорционален  $E$ -критерию, обычно используемому в сейсмологии (Омельченко, Белобородов, 1986). Чем больше величина  $F$ , тем лучше сеть способна определять местоположение источника ВД в данной точке пространства  $x^0$ . Очевидно,  $F$  является мерой разрешающей способности сети определять координаты источника ВД в некоторой точке пространства с помощью

выбранного метода локации.

Введем следующий глобальный критерий качества измерительной сети (Ермаков, Жиглявский, 1987):

$$F^*(\Omega) = \min_{x^0 \in \Omega} (F x^0), \quad (6)$$

где  $\Omega$  - область допустимых значений координат источника ВД, обычно определяемая из геологических данных.  $F^*$  характеризует способность сети определять координаты источника ВД во всей области  $\Omega$ , что дает возможность сравнивать между собой различные сети.

### ФОРМУЛЫ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛОЖЕНИЯ ИСТОЧНИКА ВУЛКАНИЧЕСКОГО ДРОЖАНИЯ В ПЛАНЕ ДЛЯ СЕТЕЙ, СОСТОЯЩИХ ИЗ ПРОФИЛЬНО-УГЛОВЫХ РАССТАНОВОК

Положение источника ВД в плане на Камчатке определялось с помощью удаленных локальных профильно-угловых расстановок сейсмоприемников на поверхности Земли, которую можно принять за плоскость (рис. 1, 2). Поэтому проанализируем эффективность использовавшихся сетей и возможность повышения эффективности путем изменения их конфигурации. Для профильно-угловой расстановки на плоскости, размеры которой много меньше расстояния до источника ВД, выражение (4) для матрицы  $L$  линеаризованных шкал приемников значительно упрощается, поскольку можно провести линеаризацию годографа не только по координатам источника, но и по координатам приемников, а также заменить каждую из локальных угловых расстановок эквивалентной установкой с круговой диаграммой направленности и некоторой эквивалентной базой. Это позволяет более рельефно выявить геометрический смысл задачи. Учитывая сравнительно большие расстояния угловых расстановок сейсмометров до источника (3-10 км) и сравнительно небольшую глубину источника ВД, мы полагаем, что наблюдаемое волновое поле было представлено поверхностными волнами (Токарев, 1964). В данной работе мы ограничиваемся одной основной модой поверхностных волн и пренебрегаем их дисперсией.

Обозначения:  $S = \{s^1, \dots, s^q, \dots, s^Q\}$  - сеть из  $Q$  локальных угловых расстановок на плоскости (рис.2);  $s^q$  - центральный пункт  $q$ -й расстановки;  $n$  - количество приемников в расстановке (одинаковое для всех расстановок);  $(n-1)/2$  - количество приемников, исключая центральный, в каждом из ортогональных профилей, образующих угловую расстановку;  $h$  - расстояние между приемниками в профилях;  $x^0$  - исследуемая точка положения источника;  $e_q = (s_q - x^0) / |s_q - x^0|$  - единичный

вектор, направленный из точки источника  $x^0$  в  $s_q$ ,  $\mathbf{e}_q^\perp$  – ортогональный ему орт;  $R=2$  – размерность пространства;  $V_q$  – эффективные скорости волн при пробеге из точки  $x^0$  в точку  $s_q$ ,  $\tau_q$  – время опережения сейсмической волны на некотором приемнике ( $s_q + \Delta s$ ) угловой расстановки относительно ее центрального приемника  $s_q$ ;  $\mathbf{h}_3$  – вектор базы эквивалентной расстановки.

Учитывая сравнительно малые размеры угловой расстановки по сравнению с расстоянием до источника, заменим ее более простым двухточечным измерителем. Это значительно упрощает результирующие формулы. Рассмотрим профильно-угловую расстановку на плоскости ( $R=2$ ), состоящую из приемников с центральной точкой  $s_q$  и единичными направляющими векторами  $\mathbf{n}_q$  и  $\mathbf{p}_q$ .

Из геометрических построений на плоскости следует, что запаздывание прихода волн определенного типа на измерителе ( $s_q, s_q + \Delta s$ ) с базой  $\Delta s$  от источника  $x^0$  в линейном приближении дается выражением

$$\tau_q = \frac{(\mathbf{e}_q, \Delta s)}{V_q} = \frac{|\Delta s| \cos \alpha}{V_q},$$

где  $\alpha$  – угол между векторами  $\Delta s$  и  $\mathbf{e}_q$ . При смещении источника из точки  $x^0$  в близкую точку  $x = x^0 + \Delta x$  в линейном приближении запаздывание  $\tau_q$  меняется только за счет изменения угла между векторами  $\Delta s$  и  $\mathbf{e}_q(x)$ . Используя формулы из работы (Караваев, Сазонов, 1987), можно показать, что изменение запаздывания волн на измерителе ( $s_q, s_q + \Delta s$ ) при смещении источника из точки  $x^0$  в точку  $x^0 + \Delta x$  в линейном приближении дается формулой

$$\Delta \tau_q \approx \frac{(\mathbf{e}_q^\perp, \Delta s)(\mathbf{e}_q^\perp, \Delta x)}{V_q |S_q - x^0|} = (\mathbf{e}_q^\perp, \Delta s) \left( \frac{\mathbf{e}_q^\perp}{V_q |S_q - x^0|}, \Delta x \right);$$

$$\Delta \tau_q \approx (\mathbf{e}_q^\perp, \Delta s)(\mathbf{l}_q^\perp, \Delta x), \quad (7)$$

где  $(\mathbf{e}_q^\perp, \Delta s)$  – эффективная база измерителя ( $s_q, s_q + \Delta s$ ), а вектор

$$\mathbf{l}_q^\perp = \frac{\mathbf{e}_q^\perp}{V_q |S_q - x^0|} \quad (8)$$

характеризует геометрию, определяющую изменение положения источника  $\Delta x$ . Отсюда следует, что каждый из  $(n - 1)/2$  пар двухточечных ортогональных измерителей угловой расстановки с базой  $kh, k=1, \dots, (n - 1)/2$  эквивалентен одному двухточечному измерителю, ориентированному тангенциально по направлению к источнику с базой  $kh(nq \pm P_q)$ . Знак «+» или «-» перед  $P_q$  выбирается из условия обеспечения максимума скалярного произведения. Модуль скалярного произведения варьирует от 1 до  $\sqrt{2}$ . Заменим для простоты это произведение величиной, тождественно равной 1, т.е. пренебрежем отличием от круга диаграммы случайных ошибок пеленгации

трехточечной расстановкой с ортогональными плечами. Следовательно, угловой пеленгатор приближенно можно заменить тангенциально ориентированной к источнику двухточечной расстановкой с эффективными параметрами: базой  $h_3 = h(n-1)/2 \times 2$  и дисперсией случайной ошибки отсчета времени запаздывания

$$\sigma_3^2 = \sigma^2 / (n - 1).$$

Из формулы (7) получаем матрицу линейризованных шкал приемников для плоского случая ( $R=2$ ) в следующем виде:

$$L_{Q \times R} \equiv \frac{D\bar{\tau}(x^0)}{D(x^0)} = \begin{bmatrix} \mathbf{e}_1^\perp \mathbf{h}_3 \\ V_1 |s_1 - x^0| \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \mathbf{e}_Q^\perp \mathbf{h}_3 \\ V_Q |s_Q - x^0| \end{bmatrix} = \mathbf{h}_3 \begin{bmatrix} \mathbf{l}_1^\perp \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \mathbf{l}_Q^\perp \end{bmatrix}, \quad (9)$$

где  $\mathbf{l}_q^\perp$  дается выражением (8);  $q = 1, \dots, Q$ .

Из выражений (8) и (9) следуют две особенности векторов – строк  $\mathbf{l}_q$  матрицы  $L$  для угловой расстановки: во-первых, эти строки ортогональны единичным векторам  $\mathbf{e}_q$ , направленным из источника в центр угловой расстановки; во-вторых, их модули обратно пропорциональны расстояниям от центра угловой расстановки до источника. В этом принципиальное отличие от случая импульсных сигналов (землетрясений), где вектор-строки матрицы  $L$  параллельны векторам  $\mathbf{e}_q$ ; к тому же там отсутствует зависимость от расстояния приемник–источник (Горицкий и др., 1987).

### ИССЛЕДОВАНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ И ПЛАНИРОВАНИЕ РАССТАНОВОК СЕЙСМОПРИЕМНИКОВ ПРИ ИЗМЕРЕНИИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ДРОЖАНИЯ НА КАМЧАТКЕ

Для исследования эффективности сети будем использовать алгоритм перебора точек исследуемой области  $\Omega$  по сетке координат и вычисления локальных значений критерия качества. Будем полагать, что поверхностные волны распространяются в однородной и изотропной недиспергирующей среде с постоянной скоростью волн  $V = 1$  км/с. Результаты, в основном, будем приводить в терминах условного безразмерного критерия качества  $F_1$ , связанного с критерием  $F$  размерности [с/км] соотношением

$$F_1 = V \cdot F, \quad (10)$$

Входными данными для расчетной схемы являлись: размерность пространства  $R$ , число угловых групп (пеленгаторов)  $Q$ , скорости волн  $V$ , координаты центров групп  $s_q$ , расстояние между



приемниками  $h$  и шаг сетки по координатам. Для каждой точки  $x^0$  сетки рассчитывались матрица  $L$  и значение безразмерного критерия качества  $F_1$ .

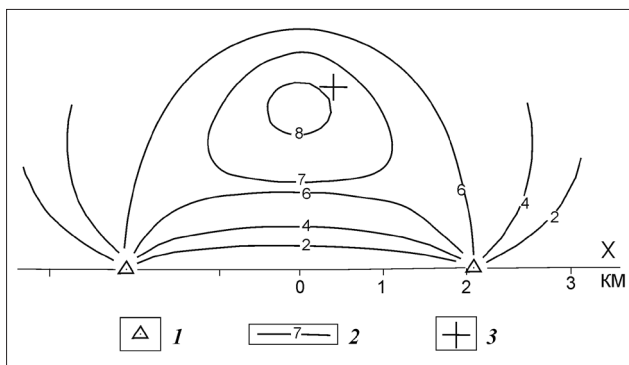
В данной работе рассматриваются две сети  $S_2$  и  $S_4$ . На их примере апробируются полученные выше критерии эффективности, и проводится сравнение реальных и теоретически планируемых измерительных сетей.

**Сеть на Южном прорыве Большого трещинного Толбачинского извержения**

Сеть для измерения положения источника вулканического дрожания в плане на Южном прорыве Большого трещинного Толбачинского извержения состояла из двух угловых расстановок (рис. 2, сеть  $S_2$ ). Для подобной сети представление об эффективности (ошибках локации) можно получить геометрически путем рисования дуг и секторов разброса. Поэтому эту сеть в некотором смысле можно рассматривать как тестовую задачу для разработанной нами методики.

Геометрически можно убедиться (рис. 3), что основные особенности ошибок локации разработанным критерием отражаются верно: максимум эффективности располагается симметрично относительно линии, соединяющей центры расстановок; в окрестности расстановок встречаются (в линейном приближении) любые значения эффективности, как малые, так и большие. Последнее обусловлено чистой геометрией – быстрым изменением угла между единичными векторами  $e_1$  и  $e_2$ , направленными из исследуемой точки  $x^0$  в центры  $s_q$  локальных угловых расстановок.

Таким образом, при изменении  $x^0$  в результате изменения угла между векторами  $e_1$  и  $e_2$



**Рис. 3.** Изолинии безразмерного критерия качества  $F_1$  (в сотых долях) определения положения источника дрожания в плане на Южном прорыве Большого трещинного Толбачинского извержения сетью  $S_2$  из двух угловых расстановок. Изображено в горизонтальной плоскости, показана верхняя часть рисунка, симметричного относительно оси  $OX$ . 1 – центры расстановок, 2 – изолиния с указанным на ней значением  $F_1$ , 3 – положение Южного прорыва.

величина  $F_1$  меняется в значительных пределах. Эта особенность помогает качественно понять причину значительной неоднородности качества локации в пределах апертуры сети, состоящей более чем из двух угловых расстановок.

Обратим внимание, что измерительная сеть на вулкане Толбачик почти оптимальная: центр прорыва являющийся точкой априорного положения источника ВД, расположен почти в максимуме поля критерия  $F_1$  (рис. 3). Что неудивительно, поскольку угол между направлениями из источника на центры расстановок составлял примерно  $90^\circ$ .

**Сеть на вулкане Горелом**

Сеть на вулкане Горелом (рис. 2,  $S_4$ ) состояла из четырех угловых расстановок однокомпонентных сейсмоприемников (Гаврилов и др., 1984). Расстановки исходной сети располагались по двум направлениям от центра области  $\Omega$ : вдоль одного направления находились расстановки № 1-3, а вдоль другого – расстановка № 4. В данной работе анализируется исходная сеть  $S_4$ , а также планируемые сети, полученные путем смещения ее пунктов относительно области  $\Omega$  (рис. 4). Одна из модификаций сети  $S_4$  состоит из четырех расстановок, расположенных симметрично относительно этой области (рис. 4д).

В пределах апертуры сети поле  $F_1$ , как правило, очень неоднородно, и лишь на достаточно большом удалении становится более однородным (рис. 4). Как уже упоминалось, неоднородность связана с изменением углов между векторами  $I_q$  в матрице  $L$  при изменении исследуемой точки – положения источника  $x^0$  (выражения (8) и (9)).

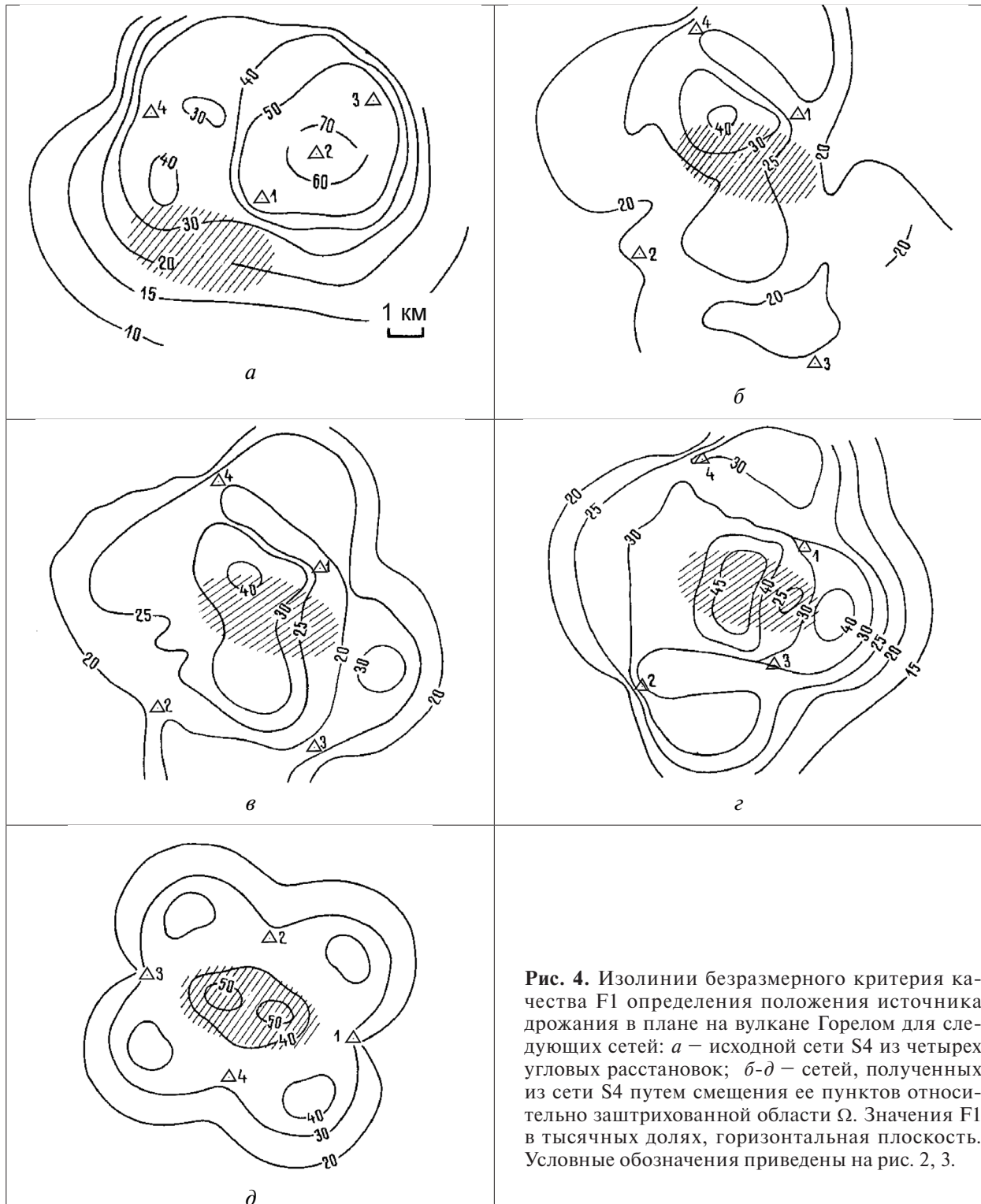
Эффективность локации шумового источника дрожания в области  $\Omega$  для измерительных сетей на вулкане Горелом рассчитывалась по формуле

$$\Theta = \frac{F_1^*(\text{нов})}{F_1^*(\text{исх})} \times 100, \%$$

Расчеты показали, что эффективность сети  $d$  примерно в два раза выше эффективности исходной сети  $a$  (таблица). Таким образом, изменением конфигурации сети удалось в два раза увеличить эффективность локации источника ВД в этой области.

**ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

По литературным данным проанализированы методы и сети для определения местоположения источника вулканического дрожания и подходы для оценок разрешающей способности соответствующих наблюдательных сетей. Показано что: - основным методом локации является частотно-медленностный метод, основанный на обработке записей сейсмических групп из



**Рис. 4.** Изолинии безразмерного критерия качества  $F1$  определения положения источника дрожания в плане на вулкане Горелом для следующих сетей: *a* – исходной сети  $S4$  из четырех угловых расстановок; *б-д* – сетей, полученных из сети  $S4$  путем смещения ее пунктов относительно заштрихованной области  $\Omega$ . Значения  $F1$  в тысячных долях, горизонтальная плоскость. Условные обозначения приведены на рис. 2, 3.

большого (50-100 шт.) числа сейсмодатчиков; - для оценки разрешающей способности соответствующих сетей представляется перспективным дальнейшее развитие линейаризованных подходов, ранее развитых для случая землетрясений.

Разработана новая линейаризованная методика оценки разрешающей способности сейсмической сети для частотно-медленного метода локации источника вулканического дрожания, которая учитывает специфику измерительных

сетей для изучения шумовых сейсмических сигналов.

Методика апробирована на примере исследования двух временных сетей сейсмических станций по изучению вулканического дрожания на Камчатке. В результате изменения конфигурации одной из сетей достигнуто повышение ее эффективности в два раза.

Работа выполнялась в Институте вулканологии под руководством к.ф.-м.н. Павла

Значения глобального безразмерного критерия качества  $F_1^*$  в области  $\Omega$  и эффективности  $\Theta$  локации источника дрожания на вулкане Горелом для сетей, изображенных на рис. 4:  $a$  - исходной сети ( $S_4$ ) из четырех угловых расстановок и сетей, полученных из исходной путем изменения положения слагающих ее угловых расстановок  $b-d$ .

№ п/п	Измерительная сеть	$F_1^*$ , тыс. доли	$\Theta = (F_1^* / F_1^*_{исх.})$ , %
1	$a$	17	100
2	$b$	21	120
3	$b$	22	130
4	$c$	25	150
5	$d$	35	210

Ивановича Токарева (1924-1993 гг.) и д.т.н. Юрия Александровича Горицкого, которому автор, пользуясь случаем, выражает искреннюю признательность. Кроме того, искренние благодарности и признательность выражаю, В.К. Лемзикову, Н.И. Реутовой, Р.Р. Курмашовой, сотрудникам Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, а также В.Б. Глаголеву и В.С. Батасовой, сотрудникам МЭИ за помощь в работе, советы и замечания.

#### Список литературы

- Александров С.И., Рыкунов Л.Н.* Шумовой мониторинг Южной Исландии // ДАН. 1992. Т. 326. №5. С. 808-810.
- Батасова В.С., Гаврилов В.А.* Оптимальное расширение локальных сейсмостелеметрических сетей Камчатки (с точки зрения минимизации ошибок определения координат источника сейсмосигнала) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 1. С. 91-104.
- Батасова В.С., Горицкий Ю.А., Митюшкина С.В.* Алгоритмы вычисления одного критерия эффективности измерительных сетей при различении точечных и протяженных источников. Владивосток: РИО ДВО АН СССР, 1988. Препринт. 24 с.
- Викунин А.В., Видулина С.А., Гордеев Е.И.* Исследование источника вулканического дрожания на заключительной стадии Южного прорыва Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 1980. № 1. С. 79-81.
- Гаврилов В.А., Гордеев Е.И., Иванов В.В. и др.* Вулканическое дрожание и землетрясения вулкана Горелый в период извержения 1980-1981 г. // Вулканология и сейсмология. 1984. № 6. С. 3-17.
- Гордеев Е.И., Феофилактов В.Д., Чебров В.Н.* Исследование вулканического дрожания Толбачинского извержения // Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975-1976 гг. М.: Наука, 1978. С. 151-163.
- Гордеев Е.И., Мельников Ю.Ю., Синицин В.И., Чебров В.Н.* Вулканическое дрожание Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1986. № 5. С. 39-53.
- Горицкий Ю.А.* Способность измерительной системы различать протяженные источники излучения // Цифровое моделирование и оптимизация режимов промышленных объектов и систем. Межвузовский тематический сборник. М.: Изд-во МЭИ, 1984. № 47. С. 92-100.
- Горицкий Ю.А., Феофилактов В.Д., Батасова В.С.* К оценке способности сетей сейсмоприемников различать протяженные и точечные источники // Вулканология и сейсмология. 1987. № 4. С. 59-69.
- Горицкий Ю.А., Фарберов А.И., Иванов В.В., Курмашова Р.Р.* Сравнение сетей сейсмоприемников при измерении вулканического дрожания // Петропавловск-Камчатский. 1990. 34 с. Деп. в ВИНТИ 16.09.1990. № 4666-В90.
- Ермаков С.М., Жиглявский А.А.* Математическая теория оптимального эксперимента. М.: Наука, 1987. 320 с.
- Иванов В.В.* О сопоставлении тепловой мощности эруптивных струй и вулканического дрожания для извержений разных типов // Вулканология и сейсмология. 1988. № 5. С. 53-63.
- Иванов В.В.* Прогнозы крупных извержений вулканов на Камчатке и их оправдываемость // Вестник ДВО РАН. 2003. № 5. С. 97-108.
- Иванов В.В.* Текущий цикл активности Ключевского вулкана 1995 – 2008 гг.: развитие по сейсмологическим, фото, видео и визуальным данным // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога 27-29 марта 2008 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 100-109.
- Караваев В.В., Сазонов В.В.* Статистическая теория пассивной локации. М.: Радио и связь, 1987. 235 с.
- Карлтон П.Н., Фидлер Р.У.* Определение положения источника сейсмических колебаний методом пассивного эксперимента // Анализ и выделение сейсмических сигналов. Под ред. Ч. Чжана. М.: Мир, 1987. С. 158-175.
- Кац С.А., Шубик Б.М.* Способ обработки сейсмической информации (энергетический анализ). А.с. № 316053 (СССР). Б.И. 1971. № 29.
- Кирсанов И.Т., Мелекесцев И.В.* Вулкан Горелый // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 2. С. 294-317.

- Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н.* Сейсмоэмиссионная томография в вулканических районах Камчатки // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. К 25-летию КОМСП ГС РАН. Петропавловск-Камчатский: КОМСП ГС РАН, 2004. С. 354-376.
- Николаев А.В., Троицкий П.А., Чеботарева И.Я.* Метод геофизической разведки. А.с. № 1000962 (СССР). Б.И. 1983. № 8.
- Николаев А.В., Троицкий П.А., Чеботарева И.Я.* Изучение литосферы сейсмическими шумами // ДАН СССР. Т. 286. № 3. 1986. С. 586-591.
- Омельченко О.К., Белобородов В.Н.* Об оптимальном планировании региональной сети сейсмических станций. Новосибирск: ВЦ СО АН СССР, 1986. Препринт № 668. 39 с.
- Токарев П.И.* О типах сейсмических волн при вулканическом дрожании и фазовых скоростях их распространения // Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири. М.: Наука, 1964. С. 103-109.
- Токарев П.И.* Вулканическое дрожание // Вулканология и сейсмология. 1981. № 3. С. 55-72.
- Токарев П.И., Лемзиков В.К.* Изучение вулканического дрожания при Толбачинском извержении в 1976 г. // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 79-87.
- Фарберов А.И., Балеста С.Т.* Об исследовании вулканического дрожания // Бюлл. вулканол. ст. 1966. № 40. С. 46-60.
- Фарберов А.И., Гаретовская И.В.* Исследование вулканического дрожания с помощью сейсморазведочной аппаратуры в районе Толбачинского извержения // Геологические и геофизические данные о БТТИ, 1975-1976 гг. М.: Наука, 1978. С. 234-244.
- Фарберов А.И., Сторчеус А.В., Прибылов Е.С.* Исследование слабой сейсмичности вулкана Карымский в августе 1978 г. // Вулканология и сейсмология. 1983. № 3. С. 78-89.
- Чеботарева И.Я.* Использование шумовых сейсмических полей для изучения строения Земли // Автореф. дисс. канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ РАН, 1992. 30 с.
- Широков В.А.* Некоторые вопросы методики комплексного прогноза побочных извержений вулкана Ключевской (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 6. С. 48-57.
- Шубик Б.М., Киселевич В.Л.* Микросейсмическая активность в гидротермальной области и задачи сейсмического мониторинга // Разработка концепции мониторинга природно-технических систем. Т. 2. Методика и результаты геодинамического мониторинга природно-технических объектов. ГНТП «Безопасность населения и природно-хозяйственных объектов с учетом риска возникновения природных и техногенных катастроф». М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 58-72.
- Chouet B.A.* New methods and future trends in seismological volcano monitoring // Monitoring and mitigation of volcano hazards. Ed. By R. Scarpa, R.I. Tilling. Springer, 1996. P. 23-97.
- Chouet B.A., Dawson Ph., Luca G. De. et al.* Array analysis of seismic wavefields radiated by eruptive activity of Stromboli volcano. Italy: Felici Editore. CNR-Gruppo Nazionale Per La Vulcanologia. 1998. 158 p.
- Cosentino M., Lombardo G., Schick R., Sharp A.D.* Seismological researches on mount Etna: State of art and recent trends // Mem. Soc. Geol. It. 1982. № 25. P. 159-202.
- Ferrazini V., Aki K., Chouet B.* Characteristics of seismic waves composing Hawaiian volcanic tremor and gas-piston events observed by near-source array // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 6199-6209.
- Koyanagi R.Y., Chouet B., Aki K.* Origin of volcanic tremor in Hawaii. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1350. W. 1987. P. 1221-1257.
- McNutt S.B.* Volcanic tremor: Basic facts and perspective (Abstract) // EOS Trans. Amer. Geophys. Union. 1985. V. 66. P. 1152.
- Neidle N.S., Taner. F.* Semblance and other coherence measures for multichannel data // Geophys. 1971. V. 36. № 3. P. 482-497.
- Seidle D., Schick R., Riuscetti M.* Volcanic tremors at Etna: A model for hydraulic origin // Bull. Volcanol. 1981. V. 44. № 1. P. 43-56.
- Tsebotareva I.Ya., Nikolaev A.V., Sato H.* Seismic emission activity of Earth's crust in Northern Kanto, Japan // Phys. Earth Planet. Inter. 2000. V. 120. P. 167-182.
- Volcanic tremor and magma flow: German-Indonesian-Cooperation in scientific research and technological development.* Forshungszentrum. Ed. by R. Shick, R. Mugiono. Zurich: GmbH (KFA), 1991. 200 p.

ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ И ПЛАНИРОВАНИЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ СЕТИ  
**ESTIMATION OF EFFECTIVENESS AND PLANNING OF A SEISMIC  
NETWORK FOR VOLCANIC TREMOR STUDIES**

**V.V. Ivanov**

*The Institute of Volcanology and Seismology FED RAS,  
Petropavlovsk-Kamchatskiy, 683006, e-mail: vivanov@kscnet.ru*

A new linearized methodic of effectiveness estimation of a seismic network (group) for location of volcanic tremor source is described. It is developed for frequency-slowness and phase correlation methods of source location. This supplies a possibility of planning new (more effective) networks for more accurate location of such sources. The methodic was approved by the example of temporal seismic networks at Big Fissure Tolbachik eruption and Goreliy volcano (Kamchatka) for the case of determination of source allocation in plain. As a result of changes of seismometers allocation inside one of network its effectiveness was approximately increased by two times. The proposed account is not need for Monte-Karlo modeling, it is associated with processing for formulae which have clear geometrical meaning. This is gradually simplify procedure for seismometers allocation in a network.