

## ОЦЕНКА ОРИЕНТАЦИИ ОСИ НАИБОЛЬШЕГО СЖАТИЯ ПОРОД С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ТОЧЕЧНОЙ ПРИЕМНОЙ СИСТЕМЫ НА ОСНОВЕ КОМБИНИРОВАННОГО ПРИЕМНИКА

© 2018 г. Ю. В. Марпулец<sup>а</sup>, \*, А. О. Щербина<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт Космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН  
Россия, 684034 с. Паратунка, Камчатский край, ул. Мирная 7

\*e-mail: marpl@ikir.ru

Поступила в редакцию 20.12.2016 г.

Для исследования направленных свойств геоакустической эмиссии предложено использовать точечную приемную систему на основе комбинированного приемника, установленную у дна природного водоема на Камчатке. При помощи данной системы произведен анализ геоакустического излучения в сейсмически спокойные периоды и перед землетрясениями за период 2008–2016 гг. Для 111 случаев аномалий геоакустической эмиссии, зарегистрированных в трехсуточном интервале перед землетрясениями, рассмотрены направления максимального излучения. На основании этих максимумов произведены оценки ориентации осей наибольшего сжатия пород в пункте регистрации.

*Ключевые слова:* геоакустическая эмиссия, высокочастотный акустоэмиссионный эффект, поток импульсов, комбинированный приемник

DOI: 10.1134/S0320791918060096

Акустическая эмиссия представляет собой упругие колебания, возникающие в результате перестройки внутренней структуры твердых сред. Характеристики данного импульсного излучения непосредственно связаны с особенностями деформационного процесса, в связи с чем пассивный акустоэмиссионный метод получил широкое распространение при изучении источников геоакустических колебаний в широком диапазоне масштабов: от трещин в образце горной породы [1, 2] до очага землетрясения [3].

В результате многолетних наблюдений геоакустической эмиссии на Камчатке выявлен высокочастотный акустоэмиссионный эффект, заключающийся в росте интенсивности геоакустического излучения при увеличении скорости деформации породных массивов [4]. Данный эффект определяется деформациями пород в пунктах наблюдений и наиболее ярко проявляется в килогерцовом диапазоне частот за 1–3 суток перед землетрясениями на удалении первых сотен километров от их эпицентров [5]. Возникновение на таких расстояниях зон повышенных деформаций, на порядок превышающих приливные, подтверждается результатами модельных исследований [6–8]. Особенностью экспериментов на Камчатке является использование для регистрации геоакустической эмиссии широкополосных пьезокерамических гидрофонов, установленных в воде у дна природных и искусственных водоемов. Использо-

вание приемников такого типа позволяет по сравнению со стандартными геофонами увеличить верхнюю границу частотного диапазона принимаемых сигналов с 1 до 10 кГц. Частотно-временной анализ геоакустических сигналов производится на основе нового подхода, основанного на разреженной аппроксимации. Разработаны методы, позволяющие исследовать структуру геоакустических импульсов, сложившуюся в результате формирования их источников [9].

Типичный сигнал геоакустической эмиссии складывается из последовательности релаксационных импульсов различной амплитуды и длительности, с ударным возбуждением и частотой заполнения от сотен герц до десяти килогерц. Частота их следования в спокойные периоды составляет единицы в секунду, а во время аномалий, предшествующих сейсмическим событиям, достигает десятков и даже сотен в секунду.

Для наблюдаемого времени затухания импульсов 0.01–0.015 с и скорости продольных колебаний в осадочных породах  $V_p \approx 1.8...2.5$  км/с [10] пространственный масштаб сигнала, как произведение этих величин, составит 18–37 м. Коэффициент ослабления амплитуды в  $e$  раз равен при этом 230–480 дБ/км, что характерно для осадочных пород [11]. В случае сильного затухания, что соответствует нашему случаю, пространственный масштаб сопоставим с длиной ослабления сигнала

ла, а она в свою очередь сравнима с расстоянием до источника. Таким образом, в случае сильного затухания, которое имеет место в осадочных породах, по длительности сигнала можно определить расстояние до его источника.

Считая источники сдвиговыми, для оценки их длины можно воспользоваться формулой Дж. Бруна [12]  $l = 2.34V_p/2\pi f$ . С учетом основного диапазона, в котором регистрируются сигналы,  $f = 0.7-8$  кГц, имеем  $l \approx 0.08...1.3$  м. В работе [2] показано, что в экспериментах на образцах формула Дж. Бруна на порядок увеличивает фактический размер источника. В известной монографии Г.А. Соболева указано, что для хрупких материалов (консолидированных горных пород) источники сантиметровых размеров возбуждают сигналы акустической эмиссии с характерными частотами десятки килогерц [13, с. 59]. С учетом всего этого можно считать, что наблюдаемые в экспериментах акустические сигналы создаются сдвиговыми источниками длиной единицы—десятки сантиметров, расположенными на расстоянии до первых десятков метров от приемника.

Результаты экспериментальных исследований в закрытых внутренних водоемах [5, 14] и на морском шельфе [15, 16] показали, что на небольших расстояниях искажение формы импульсных сигналов при распространении в волноводе, состоящем из водного слоя и приповерхностного слоя грунта, несущественно. Таким образом, изучение геоакустических сигналов гидрофонами, установленными в воде у дна водоемов, вполне допустимо. Следует отметить, что в жидкости отсутствуют поперечные колебания. Это можно использовать для селекции поляризации звуковых волн, распространяющихся в твердых средах. На границе раздела твердой и жидкой сред возникает рефракция. Коэффициент преломления при переходе продольных колебаний из осадочных пород в воду составляет примерно 1.2—1.7.

Установлено, что в периоды проявления акустоэмиссионного эффекта возникает ярко выраженная анизотропия геоакустического излучения [17, 18]. В исследованиях на Камчатке задача определения направления прихода звуковой волны решается с применением векторно-фазовых методов, концепция которых опирается на основное правило гидродинамики: для полного описания волнового движения в среде необходимы одна векторная характеристика поля и две скалярные [19]. В качестве векторной величины могут быть использованы три взаимно-ортогональные проекции колебательной скорости или градиента давления, а в качестве скалярных величин — акустическое давление и плотность. Таким образом, в точке приема сигнала одновременно должны регистрироваться давление и колебательная скорость (градиент давления) с учетом фазо-

вых соотношений между ними. Скорость распространения акустических сигналов должна быть известна, как минимум, в окрестности этой точки.

Для реализации такого подхода используется комбинированный приемник (КП) производства ЗАО “Геоакустика” при ФГУП ВНИИФТРИ, представляющий собой сферическое тело диаметром 6 см с нейтральной плавучестью в водной среде (рис. 1). В соответствии с размером он оптимизирован для работы на частотах в несколько килогерц и ниже. Приемник установлен на Камчатке у дна озера Микижа на глубине около 4 м [20]. Размеры водоема  $200 \times 700$  м. КП позволяет одновременно измерять акустическое давление  $P(t)$  и три взаимно-ортогональные компоненты градиента давления  $\nabla P_x(t)$ ,  $\nabla P_y(t)$ ,  $\nabla P_z(t)$ , являющихся проекциями вектора градиента давления на соответствующие координатные оси. При обработке этих четырех сигналов можно найти векторы колебательной скорости, смещения и плотности мощности акустического излучения [19].

Характерный сигнал геоакустической эмиссии представляет собой череду достаточно коротких по времени ударных импульсов с различной амплитудой. Учитывая наличие реверберации, информативной с точки зрения определения направления прихода волны оказывается лишь начальная часть этих импульсов, обычно не превышающая 1—2 периодов. Поэтому применяемые в гидроакустике методы пеленгования сигналов с использованием КП, основанные на применении БПФ с последующим усреднением, оказываются малоэффективными [21]. Один из наиболее простых и вместе с тем эффективных подходов к обработке информации заключается в анализе траекторий движения частиц среды на начальном участке соответствующего импульса. На рис. 2 показан пример изменения характера колебаний среды [14]. Из рис. 2 видно, что при отсутствии акустического импульса наблюдаются слабые, почти изотропные случайные колебания, обусловленные неупорядоченной эмиссией и ее реверберацией в водоеме. В момент начала импульса движение частиц среды происходит практически вдоль одной линии, на стадии затухания оно существенно искажается. Неоднозначность направления прихода волны в момент начала импульса устраняется применением встроеного в КП датчика акустического давления.

Для обнаружения, высокоточного определения направления на источник излучения и анализа потока геоакустических импульсов разработан метод автоматизации [22]. В методе рассматривается форма огибающей сигнала и определяется его вступление. По максимальным значениям огибающей находится амплитуда, далее выделяются импульсы в определенном интервале ам-

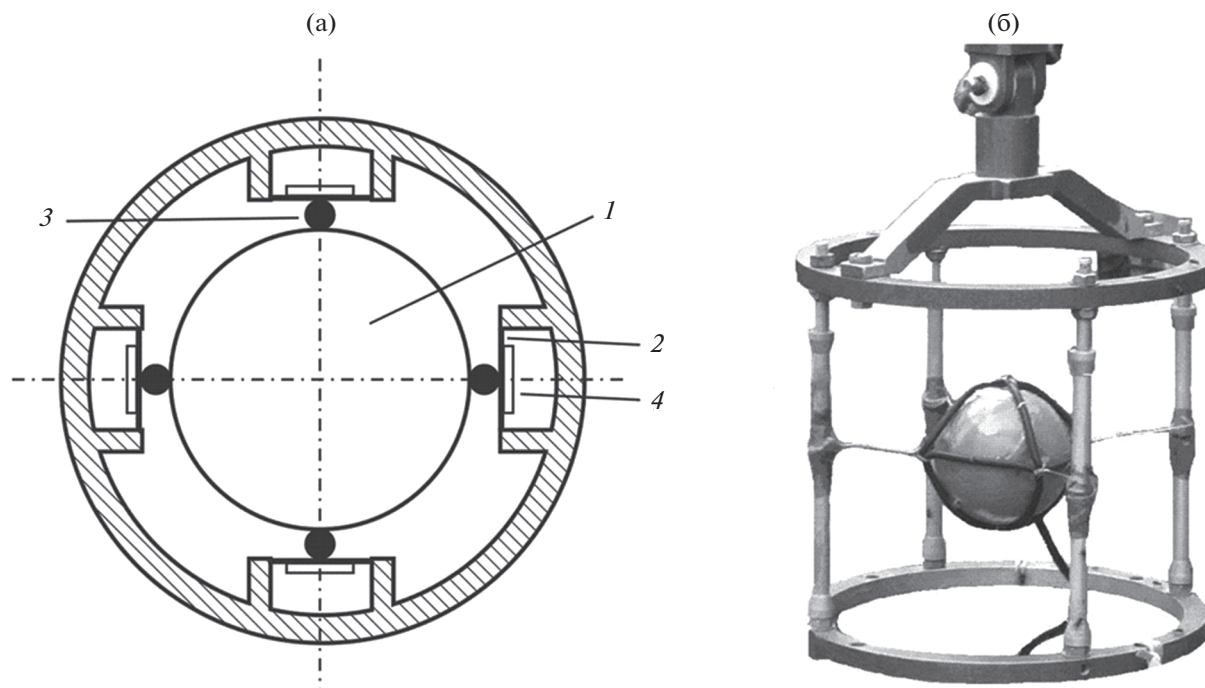


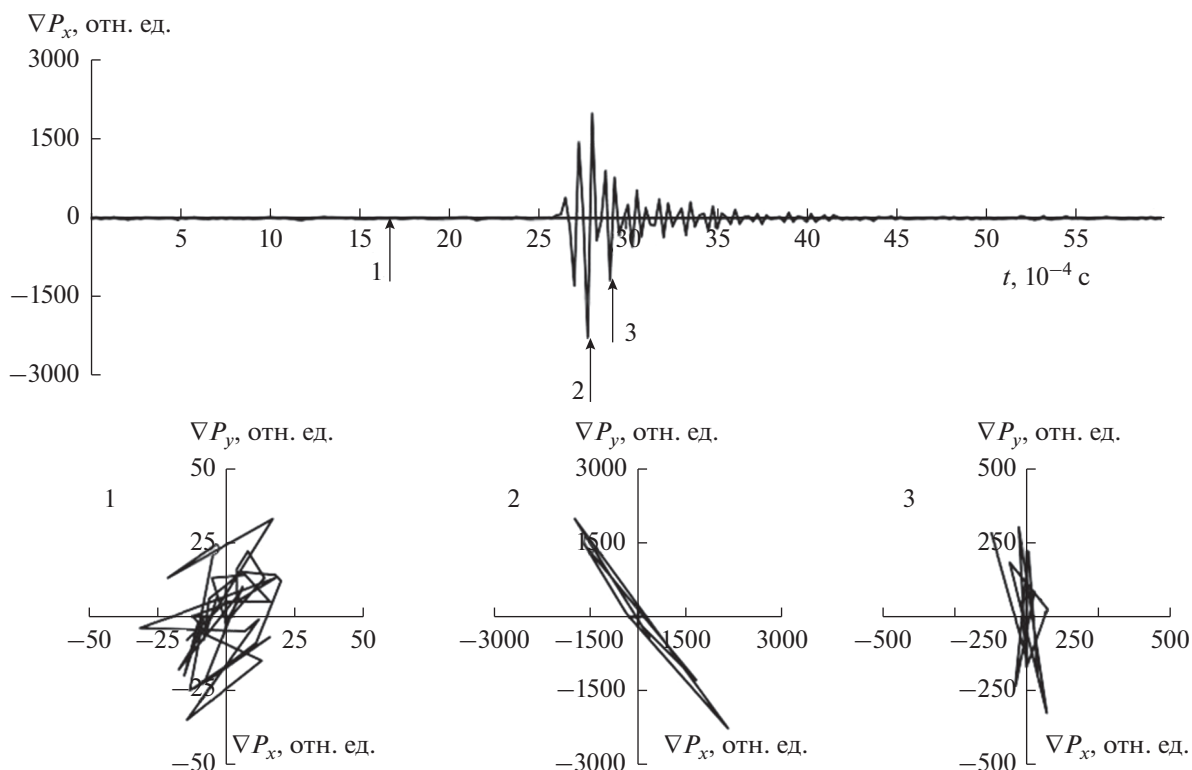
Рис. 1. (а) Принцип построения и (б) фотография комбинированного приемника. На схеме: 1 – инерционная масса, 2 – упругая мембрана, 3 – опоры, 4 – пьезокерамический преобразователь давления.

плитуд  $dA$  и определяется их направленность. Рассмотрение выделенного интервала амплитуд  $dA$ , детально рассмотренного в [23], вследствие самоподобия эмиссии оказывается достаточным при исследовании направленности геоакустических сигналов [14]. Разработан аппаратно-программный комплекс, в котором реализован метод автоматизации [18, 22].

При исследованиях направленности геоакустического излучения используются понятия интегральной  $\Omega(t)$  и дифференциальной  $D(\omega, t)$  акустической активности. Первая из этих величин представляет собой зависящую от времени частоту следования импульсов в определенном интервале амплитуд  $dA$ , а вторая – распределение частоты следования этих импульсов по направлениям  $d\omega$  в нижней полусфере. Интеграл по углу отклонения от нормали к земной поверхности дает азимутальное распределение частоты следования импульсов  $D(\alpha, t)$  по направлениям  $d\alpha$ . Нормированные распределения импульсов  $d(\omega, t) = D(\omega, t)/\Omega(t)$  и  $d(\alpha, t) = D(\alpha, t)/\Omega(t)$  будут соответственно объемной и азимутальной диаграммами направленности излучения. Распределения можно разбить на суммы диаграмм направленности для импульсов с положительным и отрицательным вступлением, например,  $D(\alpha, t) = D_+(\alpha, t) + D_-(\alpha, t)$ , где нижние индексы обозначают характер вступления.

Поскольку прочность пород по отношению к касательным напряжениям меньше, чем к сжатию, преобладать будут сдвиговые источники эмиссии [18]. В работах [1, 24] показано, что ориентация сдвиговых источников обусловлена направлением максимальных касательных напряжений, ориентированных преимущественно под углом  $45^\circ$  к оси наибольшего сжатия. При этом максимумы продольных акустических колебаний приходятся на направления, перпендикулярные этой оси для волны сжатия и совпадающие с ней для волны разряжения (рис. 3а). Как правило, волна сжатия по интенсивности больше волны разряжения, что связано с особенностями процессов разрушения и диссипации энергии [24]. Диаграмма излучения поперечных колебаний повернута на  $45^\circ$  относительно диаграммы направленности продольных волн (рис. 3б).

С помощью селекции колебаний по поляризации и анализа направленности излучения можно оценить положение главной оси сжатия и выделить направление на источник деформационных возмущений, а по интенсивности эмиссии определить уровень напряжения [18]. Это возможно, если источник локализован, а диаграмма направленности излучения имеет ярко выраженную анизотропию. Как показано ниже, эти условия выполняются в исследованиях геоакустической эмиссии на Камчатке у дна озера Микижа, где был установлен КП. При этом необходимо учитывать угол внутреннего трения, который для



**Рис. 2.** Форма акустического сигнала (вверху) и фазовый портрет градиента давления на различных временных участках 1, 2, 3 (внизу),  $\nabla P_x, \nabla P_y$  – проекции градиента давления.

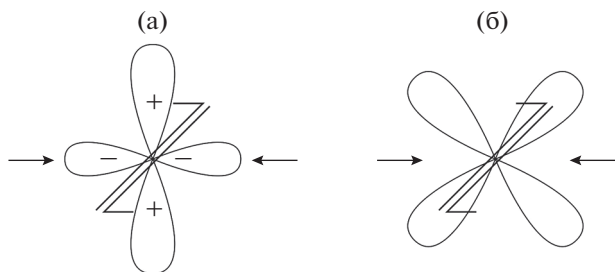
озерных осадочных пород, состоящих из суглинков и супесей, может достигать 30 градусов [25]. В соответствии с критерием Кулона–Мора, погрешность в определении оси наибольшего сжатия может достигать до 15°.

При регистрации геоакустических сигналов в естественных или искусственных водоемах селекция продольных колебаний осуществляется естественным образом, поскольку поперечные колебания в воде не распространяются. С учетом сложной диаграммы излучения (рис. 3а) будут ре-

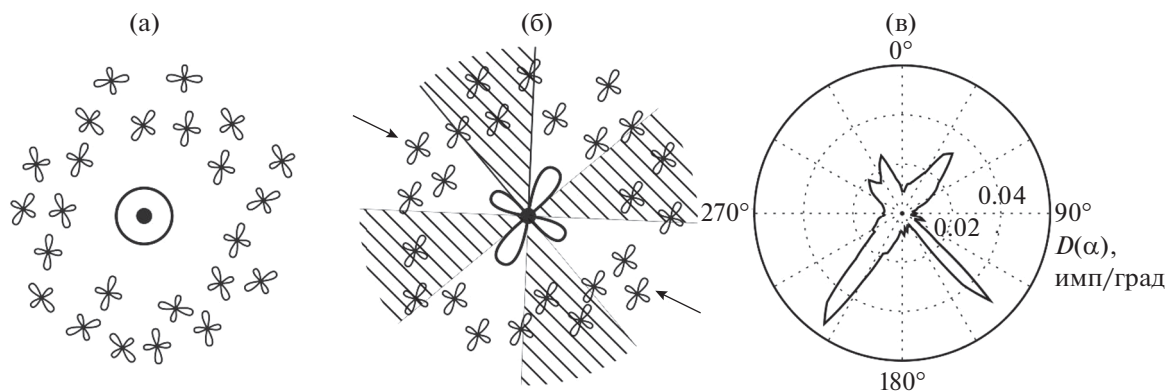
гистрироваться сигналы только от тех сдвиговых источников, ориентация которых соответствует излучению продольных колебаний в сторону приемника. Учитывая небольшие расстояния распространения сигналов, эффектами рефракции можно пренебречь.

В фоновые периоды при слабых напряжениях сдвиговые источники будут ориентированы хаотично. Поэтому диаграмма распределения геоакустического излучения по направлениям (акустическая активность  $D(\alpha, t)$ ) должна соответствовать случаю, показанному на рис. 4а. Это будет соблюдаться при условии, что структура пород в месте регистрации однородна и, соответственно, источники в ней распределены достаточно равномерно.

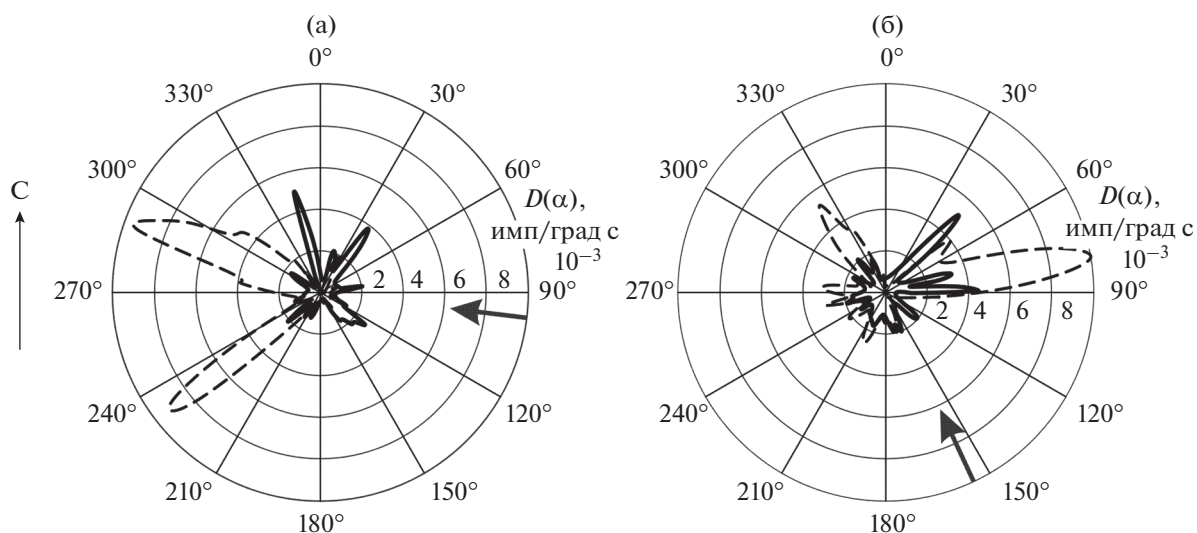
Активизация пластического процесса при возникновении удаленного источника напряжений, например, связанного с подготовкой землетрясения, приведет к появлению в области регистрации достаточно большого числа одинаково сориентированных под действием общих сил сдвиговых источников (рис. 4б). В таких условиях в точке приема преимущественно будут регистрироваться сигналы с направлений, обусловленных ориентацией оси наибольшего сжатия (рис. 3а). Таким образом, в диаграмме акустической актив-



**Рис. 3.** Диаграммы излучения (а) продольных и (б) поперечных акустических колебаний сдвиговыми источниками. Борты сдвига показаны двумя параллельными линиями, ось наибольшего сжатия обозначена стрелками.



**Рис. 4.** Схема ориентации сдвиговых источников относительно места наблюдений (а) в фоновый период и (б) при возникновении удаленного источника напряжений. Точкой показано место наблюдения, толстая линия вокруг — примерная диаграмма акустической активности по направлениям, заштрихованные области — зоны расположения источников, не излучающих сигнал в направлении приемника. Ось наибольшего сжатия обозначена стрелками. (в) Пример диаграммы азимутального распределения акустической активности  $D(\alpha)$  14.08.2008 г. перед землетрясением, произошедшим в 6.03 UT 15.08.2008 г.



**Рис. 5.** Диаграмма азимутального распределения акустической активности  $D(\alpha)$  (штриховая линия) (а) 17–18.06.2012 г. и (б) 06–08.10.2014 г. Сплошная линия — фоновая акустическая активность за (а) 01–02.07.2012 г., (б) 25–26.09.2014 г. Стрелками показаны направления от эпицентров землетрясений.

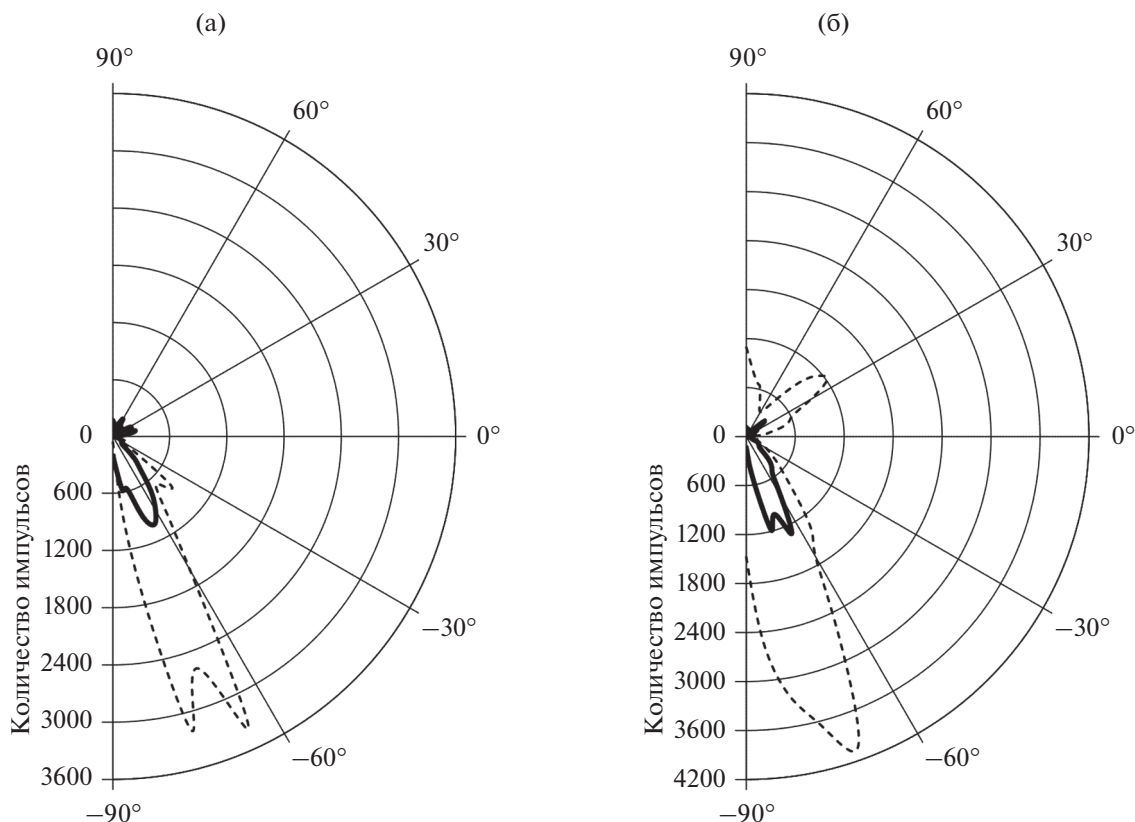
ности  $D(\alpha, t)$  должны наблюдаться максимумы, анализ которых позволит оценивать ориентацию оси наибольшего сжатия и выделять направление на источник деформационных возмущений [14].

В реальных условиях наблюдения, когда источники возникают в существенно неоднородных по структуре и прочности осадочных породах, в диаграмме акустической активности  $D(\alpha, t)$  по направлениям должны наблюдаться искажения и асимметрия максимумов (рис. 4в).

С октября 2006 г. на Камчатке у дна озера Микижа производится мониторинг направленности геоакустической эмиссии. Оценка направленности

излучения производится в фоновые периоды, в дни, когда отсутствуют ярко выраженные продолжительные акустические аномалии, и во время возмущений. На рис. 5 приведены примеры диаграмм азимутального распределения акустической активности в периоды интенсивных возмущений, обусловленных деформационными изменениями в осадочных породах в пункте наблюдения на фоне их усредненных значений в спокойные дни.

Обычно при отсутствии возмущений распределение акустической активности по пространству достаточно изотропно. В обоих случаях на



**Рис. 6.** Диаграмма распределения акустической активности  $D(\alpha)$  в вертикальной плоскости (штриховая линия) (а) 17–18.06.2012 г. и (б) 06–08.10.2014 г. Сплошная линия – фоновая акустическая активность в вертикальной плоскости за (а) 01–02.07.2012 г., (б) 25–26.09.2014 г.

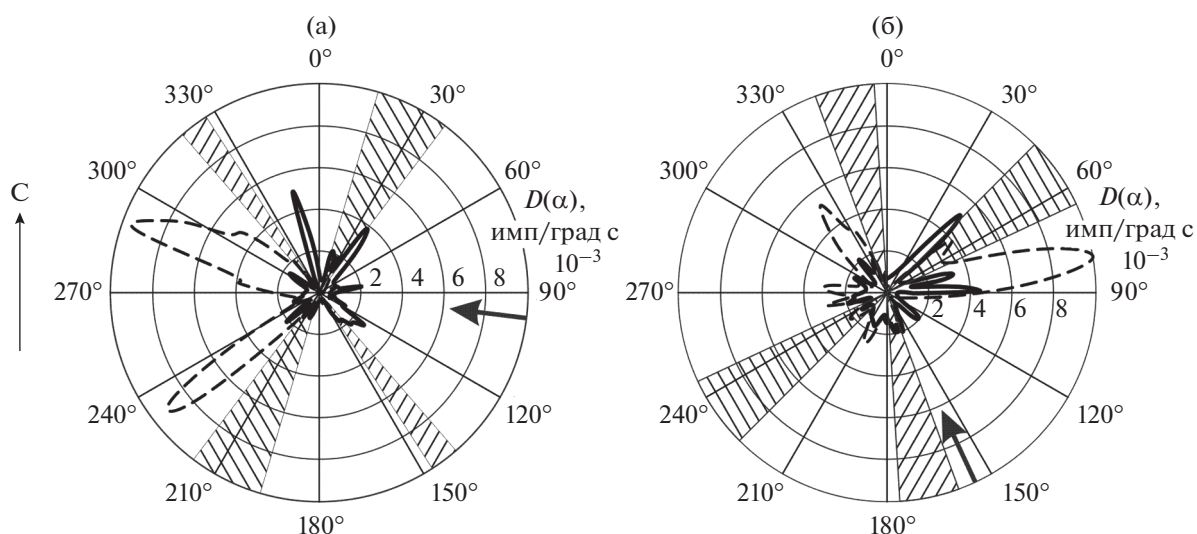
рис. 5 регистрируется несколько повышенная активность с юго-востока и северо-запада (сплошная линия), при этом структура дополнительных лепестков во многом повторяется. По множеству нерегулярно расположенных лепестков диаграмм направленности эмиссии на рис. 5 можно судить о сложном характере напряжений, а по асимметрии расположения максимумов излучения можно сделать вывод о неоднородности свойств среды вокруг точки наблюдений.

На фоне плавных сезонных вариаций геоакустической эмиссии возникают кратковременные (в течение десятков часов) интенсивные возмущения. На рис. 5 акустическая активность  $D(\alpha)$  в эти периоды показана штриховой линией. Пример анизотропии направленности геоакустической эмиссии, зарегистрированной в период с 13:20 UT 17.06.2012 г. по 19:40 UT 18.06.2012 г. перед группой из 5 землетрясений с локальными магнитудами  $M_L = 4.4–4.5$ , произошедшими 18.06.2012 г. с 04:00 по 05:20 UT на эпицентральной расстоянии 156 км по азимуту  $97^\circ$ , координаты гипоцентра  $52.865^\circ \text{ N}$ ,  $160.497^\circ \text{ E}$ , приведен на рис. 5а. Наибольшая активность импульсов наблюдалась с направлений  $285–305$  градусов. Немногим мень-

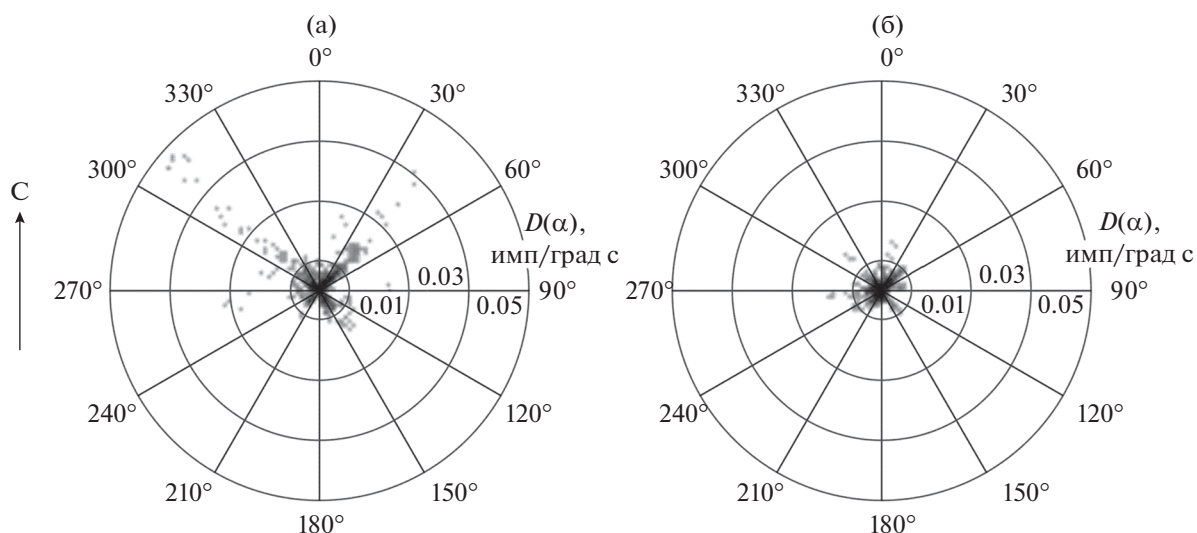
шее повышение активности регистрировалось и с диапазона направлений  $225–235$  градусов. Сплошной линией для сравнения показана фоновая активность за период 01.07.2012 г.–02.07.2012 г.

На рис. 5б представлен пример анизотропии направленности геоакустической эмиссии, зарегистрированной в период с 00:35 UT 06.10.2014 г. по 21:10 UT 08.10.2014 г. перед землетрясением с локальной магнитудой  $M_L = 4.6$ , произошедшим 08.10.2014 г. в 15:23 UT на эпицентральной расстоянии 136 км по азимуту  $155^\circ$ , координаты гипоцентра  $52.878^\circ \text{ N}$ ,  $159.06^\circ \text{ E}$ . Наибольшая активность импульсов наблюдалась в направлении  $73–85$  градусов. Кроме этого, несколько меньшее повышение активности регистрировалось и с диапазона направлений  $315–330$  градусов. Сплошной линией для сравнения показана фоновая активность за период 25.09.2014 г.–26.09.2014 г. Следует отметить, что ни одна из активных областей в приведенных случаях не соответствует направлению на эпицентр землетрясения.

Для случаев, представленных на рис. 5, были оценены углы прихода сигналов в вертикальной плоскости, представленные на рис. 6. Как видно из рисунков, максимум излучения наблюдается с



**Рис. 7.** Диаграмма азимутального распределения акустической активности  $D(\alpha)$  (штриховая линия) (а) 17–18.06.2012 г. и (б) 06–08.10.2014 г. Сплошная линия – фоновая акустическая активность за (а) 01–02.07.2012 г., (б) 25–26.09.2014 г. За-штрихованные области – оценки ориентации оси наибольшего сжатия. Стрелками показаны направления от эпицентров землетрясений.



**Рис. 8.** Распределение максимальных значений акустической активности  $D(\alpha)$  в 2008–2016 гг. в периоды (а) аномалий геоакустической эмиссии перед землетрясениями и (б) когда после аномалий эмиссии не было сильных сейсмических событий.

нижней полусферы по углам 60–80 градусов относительно горизонта, что с учетом высоты КП над грунтом 35 см соответствует расстояниям до 0.2 м от датчика. При этом некоторые сигналы регистрируются со значительно больших расстояний до первых метров. Около 30% излучения регистрируется с верхней полусферы. Это могут быть геоакустические сигналы, переотраженные от поверхности водоема, а также паразитные шумы различной природы.

С учетом того, что приемником в воде могут регистрироваться только продольные колебания, можно оценить ось наибольшего сжатия пород как направление, перпендикулярное положению максимума акустического излучения (рис. 3а), с учетом возможных погрешностей, рассмотренных выше. Для примеров, представленных на рис. 5, была произведена оценка оси (рис. 7), причем из-за наличия двух ярко выраженных несимметричных максимумов излучения строились две

области ее ориентации (заштрихованные области на рис. 7).

За период 2008–2016 гг. проведен анализ распределения максимумов акустической активности в 111 случаях аномалий геоакустической эмиссии, зарегистрированных в трехсуточном интервале перед землетрясениями с энергетическими классами  $9.0 < K_s \leq 10.0$ ,  $10.0 < K_s \leq 11.0$ ,  $11.0 < K_s \leq 12.0$  и  $K_s > 12.0$  на эпицентральных расстояниях  $R \leq 120$  км,  $R \leq 190$  км,  $R \leq 240$  км и  $R \leq 350$  км, соответственно. Для всех случаев на основе угла прихода сигналов в вертикальной плоскости определен размер области генерации, радиус которой не превышает 10 м. Такое расстояние соответствует оценке размера области генерации, приведенной авторами выше.

В каждом случае рассматривались до пяти максимумов в диаграмме (обычно от одного до четырех), которые наносились на двумерную гистограмму, где градиациями серого цвета отмечено количество максимумов, попавших в ту или иную ее область. Оказалось, что наиболее часто максимумы акустической активности регистрировались с направлений, близких к  $310^\circ$ – $315^\circ$  и  $40^\circ$ – $45^\circ$ , несколько реже – с диапазонов  $130^\circ$ – $165^\circ$  и  $210^\circ$ – $235^\circ$ . Таким образом, ориентация максимумов определялась четырьмя основными взаимно-ортogonalными направлениями (рис. 8а). Для сравнения на рис. 8б приведена диаграмма максимумов акустической активности в 129 случаях аномалий геоакустической эмиссии в период 2008–2016 гг., после которых не было сильных землетрясений. Следует отметить, что в случаях, формирующих диаграмму на рис. 8б, часто наблюдалось более четырех (иногда до 7) максимумов, в то время как в 111 случаях на рис. 8а их было не больше 4 (обычно 1–3). Из рис. 8б видно, что появились новые направления в максимумах, но при этом регистрируются и направления, которые представлены на рис. 8а. По всей видимости, анизотропия направленности при отсутствии землетрясений обусловлена как аномалиями, возникшими в результате локального изменения поля напряжений в массиве пород, так и медленными удаленными землетрясениями (крипом).

Таким образом, анализируя направленность геоакустической эмиссии можно оценивать тензорные характеристики деформаций пород в контролируемом пространстве, например, ориентацию оси наибольшего сжатия, динамика которой позволяет обнаружить процесс перестройки в полях напряжений, связанной с особенностями деформационного процесса.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Виноградов С.Д.* Упругие волны, излучаемые от трещин отрыва и от сдвиговой подвижки по подго-

товленному разлому // Исследование по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 67–74.

2. *Виноградов С.Д.* Акустический метод в исследованиях по физике землетрясений. М.: Наука, 1989. 177 с.
3. *Аки К., Ричардс П.* Количественная сейсмология. Теория и методы. М.: Мир, 1983. Т. 1. 519 с.
4. *Марапулец Ю.В.* Высокочастотный акустоэмиссионный эффект // Вестник КРАУНЦ. Физико-математические науки. 2015. № 1(10). С. 44–53.
5. *Марапулец Ю.В., Шевцов Б.М., Ларионов И.А., Мищенко М.А., Щербина А.О., Солодчук А.А.* Отклик геоакустической эмиссии на активизацию деформационных процессов при подготовке землетрясений // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 6. С. 59–67.
6. *Добровольский И.П., Зубков С.И., Мячкин В.И.* Моделирование предвестников землетрясений. М.: Наука, 1980. С. 7–44.
7. *Алексеев А.С., Белоносов А.С., Петренко В.Е.* О концепции многодисциплинарного прогноза землетрясений с использованием интегрального предвестника // Вычислительная сейсмология. 2001. Вып. 32. С. 81–97.
8. *Пережогин А.С., Шевцов Б.М.* Модели напряженно-деформированного состояния горных пород при подготовке землетрясений и их связь с геоакустическими наблюдениями // Информационные технологии. 2009. Т. 14. № 3. С. 48–57.
9. *Марапулец Ю.В., Тристанов А.Б., Шевцов Б.М.* Анализ структуры сигналов акустической эмиссии звукового диапазона методом разреженной аппроксимации // Акуст. журн. 2014. Т. 60. № 4. С. 398–406.
10. *Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А., Сергеев К.Ф., Утмасин В.К., Федорченко В.И.* Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
11. *Клей К., Медвин Г.* Акустическая океанография / Пер. с англ. М.: Мир, 1980. 580 с.
12. *Brune J.* Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. 1970. V. 75. № 26. P. 4997–5009.
13. *Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.
14. *Марапулец Ю.В., Шевцов Б.М.* Мезомасштабная акустическая эмиссия. Владивосток: Дальнаука, 2012. 126 с.
15. *Войтенко Е.А., Моргунов Ю.Н.* Экспериментальные исследования распространения импульсных акустических сигналов в грунте // Акуст. журн. 2011. Т. 57. № 1. С. 73–74.
16. *Рутенко А.Н., Боровой Д.И., Гриценко В.А., Петров П.С., Ущиповский В.Г., Voekholt M.* Мониторинг акустического поля сейсморазведочных импульсов в прибрежной зоне // Акуст. журн. 2012. Т. 58. № 3. С. 356–369.
17. *Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Краснописцев Н.В., Купцов А.В., Ларионов И.А., Марапулец Ю.В., Рутенко А.Н., Шевцов Б.М.* Аномалия высокочастотных сигналов геоакустической эмиссии как опера-



- тивный предвестник землетрясения // Акуст. журн. 2008. Т. 54. № 1. С. 97–109.
18. *Шевцов Б.М., Марапулец Ю.В., Щербина А.О.* О направленности приповерхностной высокочастотной геоакустической эмиссии в периоды деформационных возмущений // Доклады АН. 2010. Т. 430. № 1. С. 119–122.
19. *Гордиенко В.А.* Векторно-фазовые методы в акустике. М.: Физматлит, 2007. 480 с.
20. *Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Купцов А.В., Ларионов И.А., Марапулец Ю.В., Рутенко А.Н., Шевцов Б.М.* Геоакустическая локация областей подготовки землетрясений // Доклады АН. 2006. Т. 407. № 5. С. 669–672.
21. *Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Марапулец Ю.В., Щербина А.О.* Изучение высокочастотной геоакустической эмиссии приемным модулем на базе векторного приемника // Вестник Московского Университета. Серия 3. Физика. Астрономия. 2009. № 4. С. 94–98.
22. *Марапулец Ю.В., Щербина А.О.* Методы исследования пространственной анизотропии геоакустической эмиссии // Эл. журнал “Техническая акустика”. 2008. 14. 17 с. <http://ejta.org/archive/articles2008/marapuletz1.zip> (дата обращения: 03.07.2018).
23. *Shcherbina A.O.* On some features of signals of geoaoustic emission before earthquakes // E3S Web of Conferences. 2017. V. 20. 03005. 6 p.
24. *Шамина О.Г., Понятовская В.И.* Модельные исследования неоднородных и трещиноватых сред. М.: ИФЗ РАН, 1993. 179 с.
25. Строительные нормы и правила: СНиП 2.02.01-83\*. Основания зданий и сооружений: нормативно-технический материал. Москва, 2011. 161 с.