

## БЕЗОПАСНОСТЬ И ДОЛГОВРЕМЕННАЯ ПРОЧНОСТЬ ЗАЩИТНЫХ ОБОЛОЧЕК В УСЛОВИЯХ ВЫСОКОЙ РАДИОАКТИВНОСТИ

Богомольный В. М., Родивилов С.Н.

Накоплено огромное количество высокорadioактивных отходов, в том числе от АЭС, необходимые сроки хранения которых исчисляются сотнями лет. Работа направлена на повышение долговременной прочности защитных оболочек атомных реакторов и контейнеров для захоронения высокорadioактивных отходов, работающих при внутреннем давлении  $\Delta P = 200 - 300$  атм, перепаде температур по толщине оболочки  $\Delta T = 90 - 120$  °С и  $\gamma$  – излучением  $\sim 1,33$  МэВ.

В работе использован принцип приспособляемости конструкции к внешней нагрузке так, что градиент температуры по толщине многослойной оболочки, поглощающей излучение, возрастает, конструкция «приспосабливается» к внешней нагрузке, и увеличивается прочность контейнера. При использовании многослойной конструкции принцип приспособляемости реализуется в эффекте температурного автоскрепления, который уже используется в промышленности при транспортировании горячих сред в многослойных пластмассовых трубопроводах.

Известна методика расчета термоупругих напряжений в двухслойных полимерных оболочках (полимербетон, стеклопластик) большой толщины, работающих при внутреннем давлении и градиенте температуры по толщине [1]. В этой работе дан метод расчета приведенного модуля упругости для двухслойных оболочек, которые позволяют получить аналитические решения и формулы в случае трехслойных и четырехслойных оболочек [2]. Если температура на внутренней поверхности цилиндрической оболочки больше в несколько раз, чем на наружной, то внутренний более нагретый слой с соответственно меньшим модулем упругости расширяется, а наружный более жесткий слой (с модулем упругости в два и более раза превышающим модуль упругости внутреннего слоя) сдерживает его расширение. С увеличением градиента температуры по толщине  $\Delta T$  на границе взаимодействующих слоев возникает контактное давление  $q_n(\Delta T)$ , которое автоматически снижает окружные растягивающие напряжения на внутренней поверхности внутреннего слоя (причина появления радиальных трещин) [1, 5].

Величина контактного давления  $q_n(\Delta T)$  оптимизирована по параметрам «а» - соотношение толщин взаимодействующих слоев (отношение толщины внутреннего слоя к наружному «а» =  $h_{вн}/h_{нар}$ ) и «б» - соотношение модулей упругости («б» =  $E_1/E_2$  отношение берется при стандартных условиях: 20°С и 1 атм.). В работе [3] представлены результаты с учетом температурных зависимостей при действии внутреннего давления  $\Delta P = 12$  МПа и градиента температуры по толщине двухслойной оболочки  $\Delta T = 90$  °С. Приведенные в [1] формулы были использованы для выбора оптимального соотношения толщин внутренней оболочки из полимербетона и наружной – из стеклопластика из условия максимума функции контактного давления  $q_n$  [3]. При отношении

модулей упругости стеклопластика к полимербетону  $E_1/E_2 = 1,5-2$  оптимальным является соотношение, близкое к  $h_{вн}/h_{нар} = 3$ .

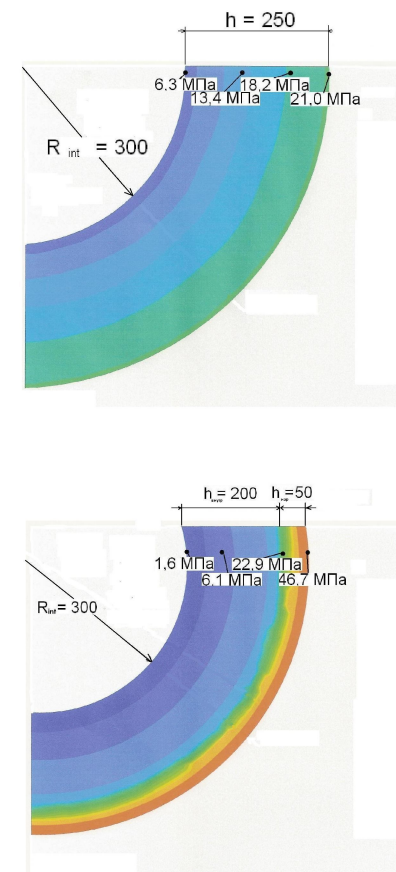


Рис. 1. Окружные напряжения в однослойной оболочке (слева) из полимербетона (25 см) и двухслойной оболочке (справа) из полимербетона (20 см) и стеклопластика (5 см) при действии  $\Delta P = 12$  МПа и  $\Delta T = 90$  °С.

При сравнении окружных напряжений  $\sigma_\phi$  с исходным начальным вариантом конструкции оболочки контейнера (полимербетон однослойный толщиной 25 см, рис. 1) следует, что при увеличении «жесткости» на растяжение наружного («сдерживающего» расширяющийся при нагреве внутренний слой полимербетона) слоя на внутренней поверхности внутреннего слоя можно добиться не только уменьшения опасных растягивающих напряжений, но и создать условия, когда эти напряжения будут сжимающими, предупреждая развитие трещин и, тем самым, увеличивая долговременную прочность контейнера РАО [3]. Так, снижение суммарных окружных напряжений ( $\Sigma\sigma_\phi$ ) составляет 74% - с 6,149 МПа (в

однослойной конструкции из полимербетона толщиной 25 см) до 1,589 МПа (в двухслойной оболочке из полимербетона толщиной 20 см и стеклопластика толщиной 5 см).

Сравнимая возможные условия контакта на границе взаимодействующих слоев, в сравнении с жестким соединением и возможностью проскальзывания (которые технологически тяжело реализуемы), более предпочтительным является использование тонкого промежуточного слоя на границе слоев толщиной порядка 2 - 6 мм и модулем упругости порядка  $\dot{A}_{ин} = 1/5 \cdot \dot{A}_{инт}$  от основного слоя (полимербетон, стеклопластик) [4]. Промежуточный слой позволяет более эффективно «тормозить» магистральные трещины.

В качестве критерия прочности применяется энергия упругих деформаций в локальных областях оболочки контейнера, в которых возникают максимальные напряжения [1, 6].

В таблице 1 представлены величины энергии упругих деформаций. Усреднение величин производится минимум по 25 точкам по толщине (с шагом 1 см) с использованием численного эксперимента на модели методом конечных элементов. Соответствующие значения точек суммируются, и рассчитывается среднее значение. Расчет ведется в центре цилиндрической оболочки контейнера в условиях плоской деформации при действии  $\Delta P = 12$  МПа и  $\Delta T = 90$  °С. Перемещения в окружном направлении стремятся к нулю (из условия симметрии), при этом окружные деформации нулю не равны. Суммарная энергия упругих деформаций состоит из энергии окружных упругих деформаций и радиальных упругих деформаций

$$\dot{Y}_{\varphi_{\partial\partial}} = \frac{\sum_{i=1}^{n=25} \sigma_{\varphi i} \cdot 2\pi \cdot u_{ri}}{n}, \quad \dot{Y}_{r_{\partial\partial}} = \frac{\sum_{i=1}^{n=25} \sigma_{ri} \cdot u_{ri}}{n},$$

где  $\sigma_{\varphi i}$ ,  $\sigma_{ri}$  - соответственно окружные и радиальные напряжения по толщине оболочки контейнера, Па;  $u_{ri}$  - радиальные перемещения в соответствующих точках, м.

При переходе к двухслойной оболочке, с добавлением слоя стеклопластика суммарная энергия упругих деформаций уменьшается на 20 %, а в трехслойной конструкции в сравнении с однослойной суммарная энергия уменьшается на 14,7 %. В случае использования модели с промежуточным слоем наблюдается рост энергии упругих деформаций в сравнении с однослойной конструкцией на 12,5 %. Промежуточный слой увеличивает податливость конструкции оболочки контейнера и, таким образом, величину энергии упругих деформаций, накопленную до разрушения.

Рассмотренные способы увеличения долговременной прочности контейнера могут применяться также при действии давления на оболочку с вырезами (см. рис. 2). В последнем случае от введения вырезов в цилиндрическую оболочку обнаруживается рост прочности конструкции (по энергии упругих деформаций), при одновременном увеличении полезного объема контейнера.

Таблица 1.

Удельная энергия упругих деформаций в различных конструкциях цилиндрической оболочки толщиной  $h = 25$  см при внутреннем давлении  $\Delta P$  и градиенте температуры по толщине  $\Delta T = 90$  °С

Варианты конструкций	Величина удельной энергии окружных упругих деформаций $\dot{E}_{\varphi_{упр}}$ , Дж/м <sup>2</sup>	Величина удельной энергии радиальных упругих деформаций $\dot{E}_{r_{упр}}$ , Дж/м <sup>2</sup>	Величина суммарной удельной энергии упругих деформаций $\dot{E}_{упр}$ , Дж/м <sup>2</sup>
1. однослойная из полимербетона – 25см; $\Delta P = 12$ МПа	56630,73	3319,68	59950,41
2. двухслойная: полимербетон 20см + стеклопластик 5см; $\Delta P = 12$ МПа	44327,39	3409,01	47736,40
2*. двухслойная с промежуточным слоем толщиной 8 мм: полимербетон 19,6см + стеклопластик 4,6см; $\Delta P = 12$ МПа	64125,12	3337,45	67462,57
3. трехслойная: полимербетон 20см + стеклопластик 4см + сталь 1см; $\Delta P = 12$ МПа	47781,33	3334,82	51116,15
4. однослойная из полимербетона – 25см; $\Delta P = 20$ МПа (для сравнения)	121385,3	6570,71	127956,0
5. двухслойная: полимербетон 20см + стеклопластик 5см; $\Delta P = 20$ МПа	101781,2	6207,5	107988,7

При действии на цилиндрическую оболочку (без вырезов) из полимербетона толщиной 20 см и внутренним радиусом 30 см внутреннего давления 12 МПа наиболее опасные растягивающие окружные напряжения на внутренней поверхности равны 25,4 МПа. После создания вырезов эллиптической формы согласно рисунку 2 рассматриваются два сечения: часть оболочки без вырезов (т. А рис. 2) и по вырезам (т. Б рис. 2).

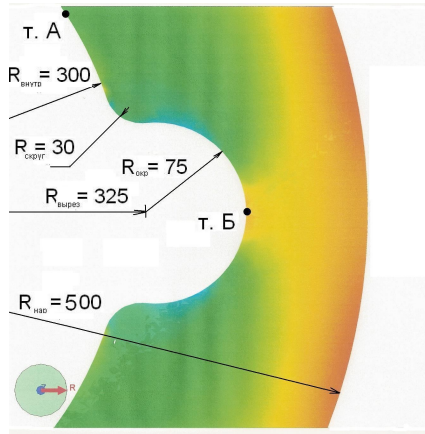


Рис. 2. Конструкция контейнера с вырезами.

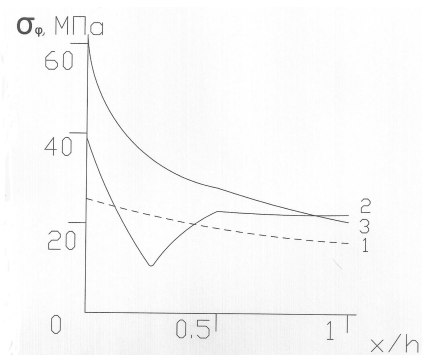


Рис. 3. Эпюры окружных напряжений по толщине оболочки из полимербетона: 1 – нормальные растягивающие окружные напряжения оболочки без вырезоз; 2 – нормальные растягивающие окружные напряжения сеч. по т. А; 3 – нормальные растягивающие окружные напряжения сеч. по т. Б; х – координата в радиальном направлении.

При наличии вырезоз возникает рост окружных напряжений на внутренней поверхности оболочки до 39,0 МПа (т. А) и 61,4 МПа (т. Б). При этом коэффициент концентрации напряжений в угловой точке (при переходе к модели конечного цилиндра) составляет около  $k_t = \sigma_{\max} / \sigma_{\text{ном}} = 2$ ; для внутренней поверхности т. Б коэффициент составляет  $k = 61,4 \text{ МПа} / 25,4 \text{ МПа} = 2,4$  (для т. А  $k = 39,0 \text{ МПа} / 25,4 \text{ МПа} = 1,54$ ). На рис. 3 представлены эпюры соответствующих напряжений.

Таблица 3.  
Удельная энергия упругих деформаций в конструкции двухслойной цилиндрической оболочки толщиной  $h = 25\text{см}$  при внутреннем давлении  $\Delta P = 12 \text{ МПа}$  и градиенте температуры по толщине  $\Delta T = 90^\circ\text{C}$ .

Варианты конструкций	Величина удельной энергии окружных упругих деформаций $\mathcal{E}_{\text{внтр}}, \text{ Дж/м}^2$	Величина удельной энергии радиальных упругих деформаций $\mathcal{E}_{\text{внр}}, \text{ Дж/м}^2$	Величина суммарной удельной энергии упругих деформаций $\mathcal{E}_{\text{упр}}, \text{ Дж/м}^2$
1. двухслойная: полимербетон 20см + стеклопластик 5см без вырезоз	44327,39	3409,01	47736,40
1*. двухслойная с промежуточным слоем толщиной 8 мм: полимербетон 19,6см + стеклопластик 4,6см; $\Delta P = 12 \text{ МПа}$	64125,12	3337,45	67462,57
2. двухслойная: полимербетон 20см + стеклопластик 5см с продольными вырезами в форме окружности	80372,99	4741,47	85114,46
3. двухслойная: полимербетон 20см + стеклопластик 5см с продольными вырезами в форме эллипса	62304,95	4375,35	66680,30

Для увеличения прочности в месте вырезоз могут быть выполнены вставки из стали с тем, чтобы более прочный материал выдерживал максимальные растягивающие напряжения. Стальные вставки одновременно упрощают технологию производства контейнеров, так как используются в качестве опалубки.

При добавлении в конструкцию контейнера вырезоз наблюдается рост энергии упругих деформаций (см. табл. 3). Расчет методом конечных элементов ведется по 60-ти точкам, равномерно расположенным в четверти выреза (при наличии в конструкции четырех вырезоз). Наличие большого количества вырезоз (восемь и более) становится малоэффективным, так как происходит перекрытие зон влияния от вырезоз, а также резко увеличивает количество концентраторов напряжений в конструкции; вырезоз малых радиусов (до 40 мм) также малоэффективны.

**Выводы**

Вырезы в продольном направлении дают увеличение податливости конструкции и энергии упругих деформаций, которое приводит к увеличению прочности. Для продольных вырезов в форме эллипса (с соотношением радиальной координаты к окружной  $a : b = 1 : 2$ , (см. рис. 2) рост энергии упругих деформаций зависит от числа вырезов, для четырех эллиптических вырезов рост составляет 40 %; для четырех вырезов в форме окружности радиусом 75 мм рост энергии упругих деформаций составляет 78 %. При большем числе вырезов происходит перекрытие радиусов влияния от вырезов.

При отношении модулей упругости стеклопластика к полимербетону  $E_1/E_2 = 1,5-2$  оптимальным является соотношение толщин  $h_{\text{внутр}}/h_{\text{нар}} = 3$ . Функция контактного давления имеет при данных параметрах максимальное значение. Тогда снижение суммарных окружных напряжений ( $\Sigma\sigma_\phi$ ) на внутренней поверхности внутреннего слоя с использованием эффекта температурного автоскрепления составляет 74% - с 6,149 МПа (в однослойной конструкции из полимербетона толщиной 25 см) до 1,589 МПа (в двухслойной конструкции из полимербетона толщиной 20 см и стеклопластика толщиной 5 см). При повышении жесткости наружного слоя суммарные окружные напряжения ( $\Sigma\sigma_\phi$ ) могут быть сжимающими.

**Литература**

1. Богомольный В.М. Оптимальное проектирование оболочек машин, трубопроводов, аппаратов. М.: МГУС, 2003.
2. Жилин П.А. Прикладная механика. Основы теории оболочек. СПб.: Изд-во политехн. ун-та. 2006.
3. Компьютерное моделирование долговременной прочности энергетических установок (реакторов). Родивилов С.Н. Сборник трудов X научной школы молодых ученых ИБРАЭ РАН. М.: ИБРАЭ РАН, 2009.
4. Богомольный В.М. Физика прочности. М.: МГУС, 2005.
5. Теория упругости. Пер. с англ. Тимошенко С.П. «Наука». 1975.
6. Зарубин В.А. Оптимизация конструкций с использованием анализа чувствительности и информационных технологий. Дисс. на соиск. уч. ст. д.т.н. Самара, 1992.

ДИНАМИКА ГРАНИЦЫ РАЗДЕЛА ДВУХ НЕСМЕШИВАЮЩИХСЯ  
ЖИДКОСТЕЙ БЛИЗКИХ ПЛОТНОСТЕЙ В СОСТАВНОМ ВИХРЕ

А.А.Будников<sup>1</sup>, К.В. Показеев<sup>1</sup>, Е.В. Степанова<sup>2</sup>,  
Т.О. Чаплина<sup>1</sup>, Ю.Д. Чашечкин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Физический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова

<sup>2</sup>Институт проблем механики РАН

Исследования пространственно-временной эволюции, устойчивости, взаимодействия и разрушения двумерных образований вихревого типа в сплошных средах, включая атмосферу и гидросферу Земли, стали актуальными в последние два с половиной десятилетия в связи с открытием когерентных структур, встречающихся в различных типах течений [1]. Вихревые структуры участвуют в процессах переноса, поэтому исследование общей динамики вихрей имеет большой потенциал для применения к изучению природных систем.

Серьезной проблемой антропогенного воздействия на окружающую среду признано загрязнение акваторий нефтепродуктами, тяжелыми металлами и захоронение контейнеров с различными токсичными отходами на дне морей и океанов (рис. 1). В этих случаях особую важность приобретают оперативные методы контроля состояния морской среды. На рис. 1 темные полосы – нефтяные пятна на акватории океана, видимые при помощи новейших спутниковых методов зондирования поверхности Земли.

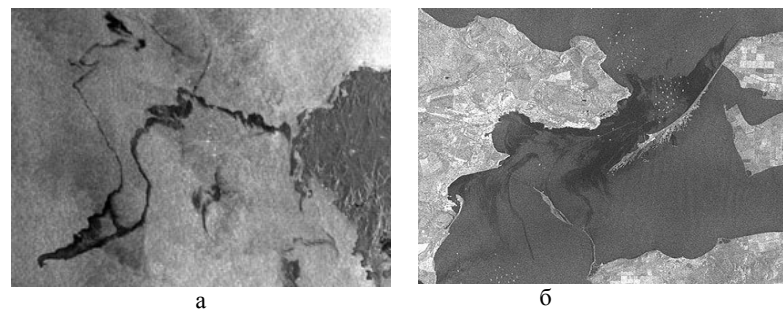


Рис. 1. Спутниковый мониторинг загрязнения океана: *а* – радиолокационные изображения района аварии танкера «Престиж» у берегов Испании (ноябрь 2002 г.); *б* – изображения разливов нефти из танкеров в результате шторма 15-16 ноября 2007 года в Керченском проливе [2].

Важную роль в переносе любых примесей играют вихри, как отдельные крупные, так и мелкомасштабные. Вихри становятся существенными элементами динамики среды, исследование которых необходимо как для построения общей вихревой теории, так и для отдельных разделов физики атмосферы и геофизической гидродинамики. Крупные вихри часто моделируются в двумерном приближении, для которого характерно сохранение завихренности внутри

некоторой области, что сильно ограничивает возможность исследования динамики таких структур.

Вследствие многообразия природных факторов и перехода одних типов течений в другие в естественных условиях не всегда удается установить вид источника или распределения сил, порождающих наблюдаемые явления. Осложняющими обстоятельствами также являются глобальное вращение и нестационарность среды. При исследовании в лаборатории многие факторы, не поддающиеся контролю в природных условиях, можно легко исключить, что позволяет управлять всеми параметрами эксперимента.

Численное моделирование потока в закрытой цилиндрической камере с вращающимся торцом позволило установить, что распад вихря вызывают стационарные инерциальные волны. Характеристики распада существенно зависят от изменений средней циркуляции и мало чувствительны к температурным возмущениям [3].

При наличии свободной поверхности, ее форма отражает общую картину распределения давления, определяемого распределением скоростей в вихревом течении [4], а возмущения свободной поверхности – характеристики крупномасштабных (инерциальных) и коротких спиральных волн, особенно трудных для исследования в заполненных контейнерах. Эти особенности вихревого течения могут оставаться незамеченными при использовании датчиков давления, так как бегущие волновые возмущения неотличимы от флуктуаций давления вихревой природы.

Определяющими характеристиками в вышеописанных задачах являются радиус цилиндрического контейнера, высота столба жидкости, радиус и угловая скорость вращения диска, его положение относительно дна и центра контейнера.

Наиболее актуальным является сочетание аналитических исследований природных процессов на основе полных систем уравнений и их лабораторное моделирование. Изучение течений в прозрачном цилиндрическом контейнере, частично заполненном жидкостью, индуцируемых вращающимся диском, существенно расширяет диапазон применения различных методов исследования, по сравнению с моделированием вихря в закрытых контейнерах.

В данном исследовании рассматривается установившееся вихревое течение, индуцируемое вращающимся диском в цилиндрическом контейнере. Установка “ВТК” (Вихревые течения с кручением), на которой проводились опыты, входит в состав комплекса установок Лаборатории механики жидкостей ИПМех РАН.

Экспериментальный стенд представляет собой бассейн из прозрачного полиметилметакрилата (параллелепипед размерами 636 × 446 × 700 мм без верхней грани). Внутри бассейна вставлена цилиндрическая обечайка (внутренним диаметром 29,4 см). В центр обечайки входит ось, на которой устанавливается гладкий рабочий диск диаметром 15 см, диск и фальш-дно составляют единую плоскость [5].

Бассейн заполняется водой. Уровень жидкости задается отдельно для каждой серии экспериментов. На свободную поверхность добавляется ограниченное количество несмешивающейся с водой жидкости (касторовое масло), которая образует компактное пятно в центре.

Регистрация формы свободной поверхности жидкости на всем протяжении эксперимента ведется с помощью цифровой фото- и видеокамер. Опыты

проводятся после установления режима течения и окончания всех переходных процессов. Вначале производится регистрация картины течения и формы поверхности жидкости. При съемке виден контур образующегося возмущения поверхности жидкости в проекции на вертикальную плоскость, проходящую через ось вращения активатора. Для проведенных экспериментов характерные геометрические параметры стенда следующие: радиус диска  $R = 7,5$  см, частота вращения  $\Omega$ , глубина слоя жидкости  $H = 40$  см, находящейся в контейнере радиуса  $R_0 = 14,7$  см.

Дополнительные обозначения:  $V_k$  – объем касторового масла на поверхности,  $h_1$  – глубина проникновения скопления касторового масла в центре вихря,  $h_2$  – глубина поверхности раздела вода-воздух в центре вихря,  $(h_r)_1 = h_1 / H$  и  $(h_r)_2 = h_2 / H$  – соответствующие относительные глубины.

Течение в контейнере со свободной поверхностью состоит из пограничного слоя на вращающемся диске, сходящей с его поверхности закрученной жидкости и цилиндрического столба подтекающей в вертикальном направлении жидкости. Вращающаяся жидкость поднимается вдоль стенок контейнера и движется к центру вдоль свободной поверхности. Движение жидкости в контейнере можно разделить на два вихревых элемента: цилиндрический вихрь с вертикальной осью и тороидальный вихрь, в котором жидкость поднимается вдоль стенок контейнера, и опускается в центральной части. Пятно касторового масла, находящееся в центре свободной поверхности, вращается вместе с жидкостью в контейнере. При малых частотах вращения ( $\Omega < 300$  об/мин) пятно более вязкой жидкости выравнивает поверхность. В целом, при наличии вязкой линзы на поверхности величина прогиба свободной поверхности меньше, чем при опытах с чистой водой на одинаковых частотах вращения (рис. 2).

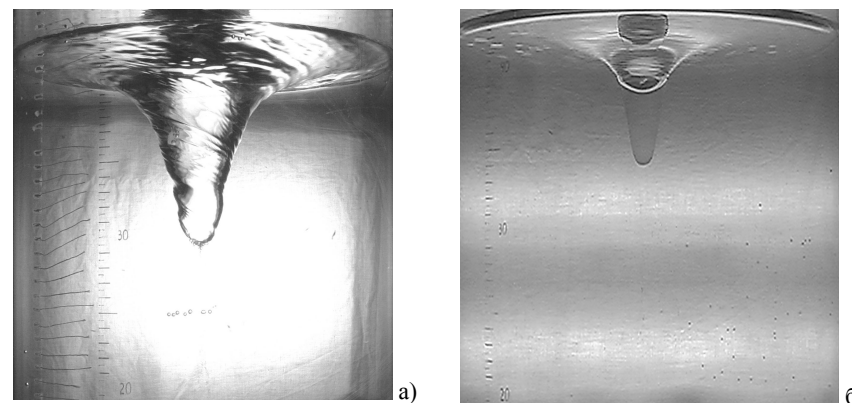


Рис. 2. Характерные формы поверхности жидкости над вращающимся диском ( $H = 40$  см,  $R = 7,5$  см): а) –  $\Omega = 750$  об/мин,  $V_k = 0$  мл, б) –  $\Omega = 730$  об/мин,  $V_k = 30$  мл.

На рис 2 (а, б) представлены характерные формы поверхности над вращающимся диском для количества касторового масла  $V_k = 0$  мл и  $V_k = 30$  мл соответственно. Рисунки даны в одинаковом масштабе.

При исследовании динамики центрального пятна касторового масла на вращающейся поверхности составного вихря обнаружены особенности, не характерные для переноса растворимой примеси в аналогичном течении [6]. Нерастворимая в воде примесь с большой вязкостью (для касторового масла

динамическая  $\eta = 987 \cdot 10^{-3}$  Па·с) не проникает в толщу жидкости, оставаясь связанной областью на поверхности. Небольшое увеличение частоты вращения активатора приводит к существенно большему изменению глубины каверны. На поверхности касторового масла при всех скоростях вращения активатора не появляются волны, она остается гладкой во всех режимах течения (диапазон частот вращения  $100 < \Omega < 2000$  об/мин).

На рис. 3 представлена относительная глубина проникновения масляной и водной воронок в диапазоне чисел  $Re = 23000 \div 139000$ . Числа Рейнольдса вычислялись в соответствии с формулой  $Re = \Omega R^2 / \nu$ , где  $\nu$  - кинематическая вязкость воды, вязкость примеси – касторового масла – при вычислении числа Рейнольда не учитывалась.

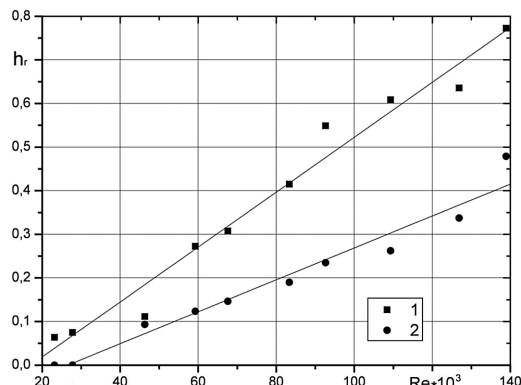


Рис. 3. Относительная глубина проникновения масляной (1) и водной (2) воронок ( $H = 40$  см,  $R = 7,5$  см,  $V_k = 30$  мл)

На графиках рис. 3 проведена линейная аппроксимация вида  $y = A + Bx$ , которая представлена сплошными линиями. Значения коэффициентов:

- 1)  $A = -0,107 \pm 0,032$ ,  $B = 6,297 \cdot 10^{-6} \pm 3,672 \cdot 10^{-7}$  (рис. 3, линия 1);
- 2)  $A = -0,097 \pm 0,023$ ,  $B = 3,661 \cdot 10^{-6} \pm 2,661 \cdot 10^{-7}$  (рис. 3, линия 2).

При различных количествах примеси на поверхности, на близких частотах форма ее существенно отличается (см. рис. 4).

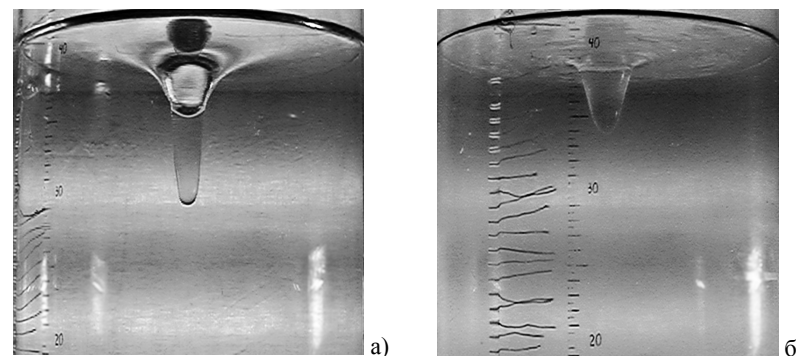


Рис. 4. Характерные формы поверхности жидкости над вращающимся диском ( $H = 40$  см,  $R = 7,5$  см): а) –  $\Omega = 640$  об/мин,  $V_k = 30$  мл, б) –  $\Omega = 660$  об/мин,  $V_k = 60$  мл.

Зависимость глубины прогиба центральной части свободной поверхности при добавлении различного количества несмешивающейся примеси становится более выраженной – небольшое увеличение частоты вращения приводит к резкому изменению глубины каверны.

На рис. 5 представлен график зависимости глубины поверхности раздела вода-воздух в центре вихря  $h_2$  от частоты вращения активатора  $\Omega$  в двойном логарифмическом масштабе для разного количества касторового масла на поверхности.

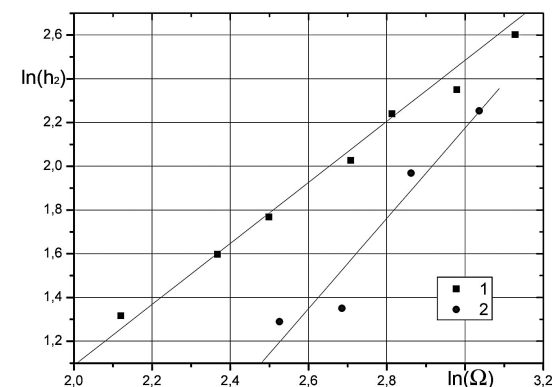


Рис. 5. Глубина прогиба центральной части свободной поверхности в зависимости от частоты вращения активатора ( $H = 40$  см,  $R = 7,5$  см): 1 –  $V_k = 30$  мл, 2 –  $V_k = 60$  мл.

На рис. 5 сплошные линии соответствуют линейной аппроксимации экспериментальных данных в виде  $y = A + Bx$ , где:

- 1)  $A = -1,703 \pm 0,243$ ,  $B = 1,396 \pm 0,088$  (рис. 5, линия 1);
- 2)  $A = -4,018 \pm 1,099$ ,  $B = 2,064 \pm 0,395$  (рис. 5, линия 2).

В результате серии экспериментов с несмешивающейся жидкостью на поверхности составного вихря, выделены некоторые особенности течения, которые позволяют сделать вывод о том, что даже небольшая добавка более легкой жидкости на поверхность вихря существенно изменяет свойства свободной поверхности и динамику изменения ее формы в зависимости от частоты вращения активатора.

Общая динамика переноса примеси в составной вихре определяется структурой течения и условиями его генерации.

Течение с несмешивающейся жидкостью приводит к накоплению легкой жидкости в центре вихря.

Глубина прогиба поверхности раздела вода-масло убывает с увеличением доступного объема легкой жидкости.

Температурная стратификация способствует формированию теплых вихрей. Более теплая жидкость выравнивает свободную поверхность.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Федерального агентства по науке и инновациям (Государственный контракт 02.518.11.7157) и РФФИ (грант 08-05-00473).

### Литература

1. Мельникова О.Н., Сапов Д.А., Погарский Ф.А., Когерентные структуры у дна неоднородных потоков Известия РАН, серия физическая, 2000г., том 64, №12, с. 2413-2424
2. <http://www.ekomir.crimea.ua/>
3. Stevens J.L., Lopez J.M., Cantwell B.J. Oscillatory flow states in an enclosed cylinder with a rotating endwall. 1999. Vol. 389, pp. 101-118
4. Алексеенко С.В., Куйбин П.А., Окулов В.Л. Введение в теорию концентрированных вихрей. Институт теплофизики им. С.С. Кутателадзе. Новосибирск. 2003. 504 с.
5. Будников А.А., Показеев К.В., Степанова Е.В., Чаплина Т.О., Чашечкин Ю.Д. Экспериментальное исследование вихревого течения со свободной поверхностью, индуцированного вращающимся диском в цилиндрическом контейнере // 2009. М. Препринт ИПМех РАН № 908.
6. Степанова Е.В., Чашечкин Ю.Д. Анизотропный перенос примеси в составном вихре // Доклады АН. 2008. Т. 423, № 4. с. 474-478.

### ВОЗМОЖНОСТЬ ПРОГНОЗА СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПО ДАННЫМ МЕХАНИЗМА ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Воронина Е.В.

Московский Государственный Университет им. М.В.Ломоносова,  
Физический факультет.

В настоящей работе исследуется возможность прогноза сильного землетрясения, как в пространстве, так и во времени на примере анализа данных о механизмах очага землетрясений. Пространственная локализация возможного события определяется по параметрам скорости сейсмостектонической деформации, полученной методом суммирования величины сейсмического момента предшествующих событий. Временные параметры получены из анализа разности главных значений тензора остаточных напряжений.

#### Физическая постановка задачи.

Прогноз возможного сильного землетрясения базируется на рассмотрении физических условий разрушения горных пород сейсмически активного региона. Разрушение поликристаллических горных пород, связано с потерей его сдвиговой устойчивости, которая представляет собой многоуровневый релаксационный процесс. Для адекватного описания этого процесса необходимо рассматривать его на всех трех уровнях: в микро-, мезо - и макромасштабах. Рассмотрим основные этапы разрушения горной породы в условиях ее нагружения.

На микроуровне, в локальных областях кристаллической структуры, на структурных неоднородностях, микроконцентраторы напряжений вызывают дислокационные сдвиги, приводящие к легкому скольжению, связанному с трансляционными модами деформации. При увеличении деформации плотность дислокаций возрастает и, как следует из экспериментов над образцами поликристаллов, формируются мощные локальные напряжения, достигающие уровня теоретической прочности, что приводит к образованию в породе микротрещин. Зародышевые микротрещины представляют собой повреждения термофлуктуационной природы. Таким образом, уже на микроуровне разрушению предшествует подготовительная стадия, когда трещин еще нет, а неупругая деформация уже происходит. Эта деформация, по сути, является релаксационной.

На мезоуровне формируется критическое состояние среды, характеризующееся процессом вскрытия микротрещин. В среде появляются повреждения, приводящие к нарушению ее сплошности. Однако это еще не означает исчерпания телом несущей способности. С ростом деформации дислокационные скопления и ансамбли микротрещин образуют диссипативные структуры, принципиальной особенностью которых является вихревой способ массопереноса.

Дальнейшее развитие деформационного процесса приводит к структурным изменениям в среде с большей протяженностью и в направлениях, не совпадающих с ориентацией кристаллографических сдвигов. Ротационное поле

деформаций характеризуется сложными тензорными свойствами поврежденной среды. На макроуровне в деформационном процессе существенную роль играют крупномасштабные взаимодействия, учет влияния которых осуществляется на основе эффективного поля. Для взаимосогласованного рассмотрения процессов деформации и разрушения среды на каждом из масштабных уровней должны быть развиты принципиально различные математические методы моделирования. На макроуровне анализируется напряженно-деформированного состояния сейсмоактивной среды.

**Математическая постановка задачи.**

Рассмотрим некий объем геофизической среды, который принимаем упругопластическим, неоднородным и изотропным. Этот объем смоделируем как систему блоков, каждый из которых характеризуется своими упругими модулями, плотностью и размерами. В пределах блока эти параметры будем считать однородными и изотропными.

В декартовой системе координат, связанной с географической таким образом, что ось **x** - представляет собой направление на север, ось **y** – направление на восток, ось **z** – направление вглубь Земли, компоненты тензора сейсмического момента по осям координат определяются через угловые параметры механизма очага.

Общая система уравнений динамики упругопластической среды представима в виде[1]:

1. Уравнений движения:

$$\frac{dV_i}{dt} = F_i + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j},$$

где  $i, j = 1, 2, 3$ ,  $V_i = du_i/dt$  - поле скоростей перемещения,  $F_i$  - компонента вектора массовых сил,  $\sigma_{ij}$  - тензор напряжений,  $\rho$  - плотность

2. Уравнений энергии:

$$\rho \frac{dE}{dt} = S_{ij} \dot{\epsilon}_{ij} + \frac{p}{\rho} \frac{dp}{dt},$$

где  $p = -\frac{1}{3} \sigma_{ii}$  - среднее давление, а компонента девиатора напряжения выглядит так:

$$S_{ij} = \sigma_{ij} + p \delta_{ij} - p \frac{\sigma_{ii}}{3},$$

девиатор скорости деформации:

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \epsilon_{ij} - \frac{\dot{\theta} \delta_{ij}}{3},$$

$\delta_{ij}$  - символ Кронекера,  $\epsilon_{ij}$  - компонента скорости полной деформации,  $\dot{\theta}$  - скорость относительной объемной деформации.

Представим тензор напряжений в виде упругой (равновесной) части и неупругой (неравновесной - диссипативной) части:

$$\sigma_{ij} = -p \delta_{ij} + S_{ij}^e + S_{ij}^v,$$

в упругом случае  $S_{ij}^v = 0$ .

3. Определяющие (эволюционные) уравнения в релаксационной форме следуют из закона Гука:

$$\dot{\sigma}_{ij} = \lambda \left( \frac{\dot{\theta}^T}{\text{упр.}} - \frac{\dot{\theta}^P}{\text{пласт.}} \right) \delta_{ij} + 2\mu \left( \frac{\dot{\epsilon}_{ij}^T}{\text{упр.}} - \frac{\dot{\epsilon}_{ij}^P}{\text{пласт.}} \right),$$

где  $\dot{\theta}^T = \dot{\epsilon}_{ii}^T$  - полная скорость объемной деформации, определяемая условиями нагружения среды,  $\dot{\theta}^P = \dot{\epsilon}_{ii}^P$  - скорость неупругой объемной деформации (скорость дилатансии), характеризующаяся внутренними свойствами среды. Стоит отметить, что определяющей величиной является пластическая часть -  $\dot{\epsilon}_{ij}^P$ , так как упругая, т.е.  $\dot{\epsilon}_{ij}^T$  - мала.

Развивающиеся пластические деформации приводят к релаксации напряжения и эволюции системы к равновесному состоянию. Чем выше скорость пластической деформации, тем быстрее релаксируют напряжения. А когда скорость пластической деформации становится меньше скорости полной деформации (это определяется граничными условиями), напряжения опять начинают расти.

4. Предполагается, что для малых деформаций:

$$\dot{\epsilon}_{ij}^T = \dot{\epsilon}_{ij}^e + \dot{\epsilon}_{ij}^P = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial V_i}{\partial x_j} + \frac{\partial V_j}{\partial x_i} \right),$$

скорость пластических сдвигов:

$$\dot{\epsilon}_{ij}^P = \frac{3}{2} \frac{\dot{\epsilon}_{eff}^P}{\sigma_{eff}^P} S_{ij},$$

где

$$\dot{\epsilon}_{eff}^P = \frac{\sqrt{2}}{3} \sqrt{\left( \dot{\epsilon}_{11}^P - \dot{\epsilon}_{22}^P \right)^2 + \left( \dot{\epsilon}_{22}^P - \dot{\epsilon}_{33}^P \right)^2 + \left( \dot{\epsilon}_{33}^P - \dot{\epsilon}_{11}^P \right)^2 + 6 \left[ \left( \dot{\epsilon}_{12}^P \right)^2 + \left( \dot{\epsilon}_{23}^P \right)^2 + \left( \dot{\epsilon}_{31}^P \right)^2 \right]}$$

- корень квадратный из второго инварианта скорости пластической деформации. Эта величина является критерием перехода среды от упругого состояния к неупругому и описывает, таким образом, начало процесса разрушения среды посредством сдвига.

5. Скорость сейсмотектонической деформации характеризует непосредственно стадию разрыва сплошности среды. Она определяется суммарным сейсмическим моментом фиксированного числа произошедших землетрясений [2]:



$$\dot{\varepsilon}_{i,j} = \frac{1}{2\mu VT} \cdot \sum_{k=1}^N M_{ij}^k, \quad (1)$$

где  $\dot{\varepsilon}_{ij}$  - тензор скорости сейсмотектонической деформации,  $\mu$  - модуль сдвига в области гипоцентра землетрясения. Эта величина определяется в соответствии с параметрами обобщенной модели Земли PREM в диапазоне значений  $(2,66 \div 9,76) \cdot 10^{10}$  (Н/м<sup>2</sup>). Сейсмогенный объем  $V = SH$ , где  $S$  – площадь разрыва,  $H$  – глубина гипоцентра землетрясения. Другие параметры:  $T$  - период наблюдений,  $N$  - число землетрясений и  $M_{ij}^k$  - тензор сейсмического момента отдельного землетрясения; при условии, что неупругие подвижки в очагах землетрясений являются малыми по сравнению с размерами сейсмогенного объема. Последнее условие всегда соблюдается. Тензор скорости малой деформации отличается от тензора деформации только на временной множитель [3].

Предполагая, что в процессе вспарывания, в очаге не меняется направление сдвига относительно плоскости разрыва, средняя подвижка по разрыву  $\bar{U}$  определится из статического сейсмического момента  $M_0$  [4]:

$$M_0 = \mu \cdot \bar{U} \cdot S,$$

где  $\mu$  - модуль сдвига, а  $S$  - площадь поверхности разрыва. Площадь поверхности разрыва оценивается исходя из эмпирического соотношения [5]:

$$M_W = 0,98 \lg S + 4,07 \quad (2)$$

Где  $M_W$  - моментная магнитуда землетрясения.

В параметры механизма очага входят также данные о величине и ориентации главных осей тензора снимаемых на разрыве напряжений. Поскольку снимаемые на разрыве напряжения формируют образование неупругой остаточной подвижки в очаговой зоне землетрясения, их можно называть остаточными. Для определения времени возможного будущего землетрясения использовались разности абсолютных величин главных напряжений растяжения и сжатия тензора остаточных напряжений:  $\sigma_1 - \sigma_2$ .

#### Общая характеристика землетрясения.

В настоящей работе проводится исследование области одного из сильнейших землетрясений, произошедшего 5 октября 2008 года на границе между Киргизстаном, Таджикистаном и Китаем. В результате этого землетрясения погибло 74 человека, 140 человек было ранено. Землетрясение зарегистрировано в 15 час 52 минуты по Гринвичу. Координаты очага: 39,52° северной широты, 78,81° восточной долготы, глубина 27 км. Магнитуда землетрясения – 6,6.

Для данной области Памира характерна сложная динамика, находящая отражение в разнообразных типах смещений в очаговых областях. Здесь встречаются механизмы очагов сдвигового и даже – сбросового типа, но доминирующими являются очаги взбросового типа, к которым относится и исследуемое землетрясение. Сейсмичность региона обусловлена движением полуострова Индостан в северном направлении относительно Евразии со средней скоростью около 40 мм/год. Район землетрясения представлен на рисунке 1.

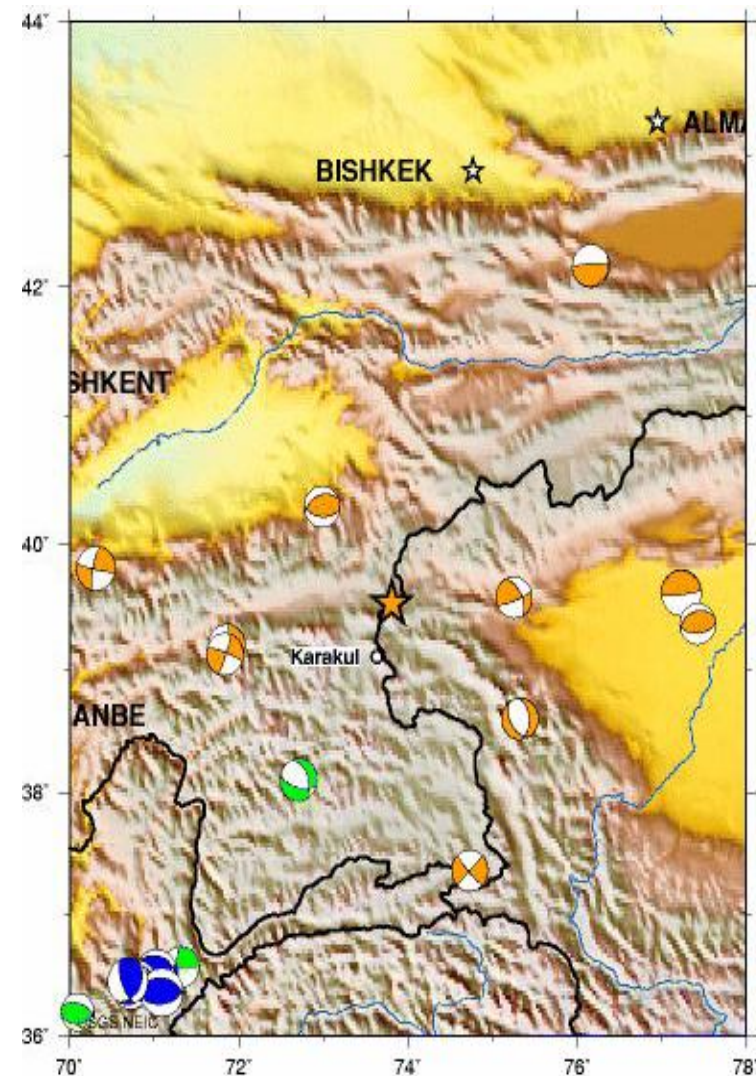


Рис. 1. Эпицентр землетрясения 5 октября 2008 года и механизмы очага предшествующих событий за период с 1980 по 2008 год.

В нескольких десятках километров от эпицентра рассматриваемого землетрясения в прошлом, в августе 1974 года, наблюдалось землетрясение с магнитудой 7,1. Исследуемый очаг представляет собой сложное событие, состоящее, по крайней мере, из пяти субисточников.

Данные, использованные в работе получены по наблюдениям сейсмологической службы Гарвардского университета (США), содержат следующие параметры: год, месяц, день, время начала вспарывания, координаты гипоцентра, моментную магнитуду, статический сейсмический момент, компоненты тензора сейсмического момента и остаточных напряжений. За период с 1980 года по 2008 год в регионе произошло 28 землетрясений с магнитудой более 5. Самое сильное из них было 19 августа 1992 года с магнитудой 7,2.

**Полученные результаты.**

На рисунке 2 представлены данные о моментных магнитудах наиболее сильных землетрясений в регионе, предшествующих рассматриваемому событию. После сильного землетрясения 1992 года наблюдается спад сейсмической активности.

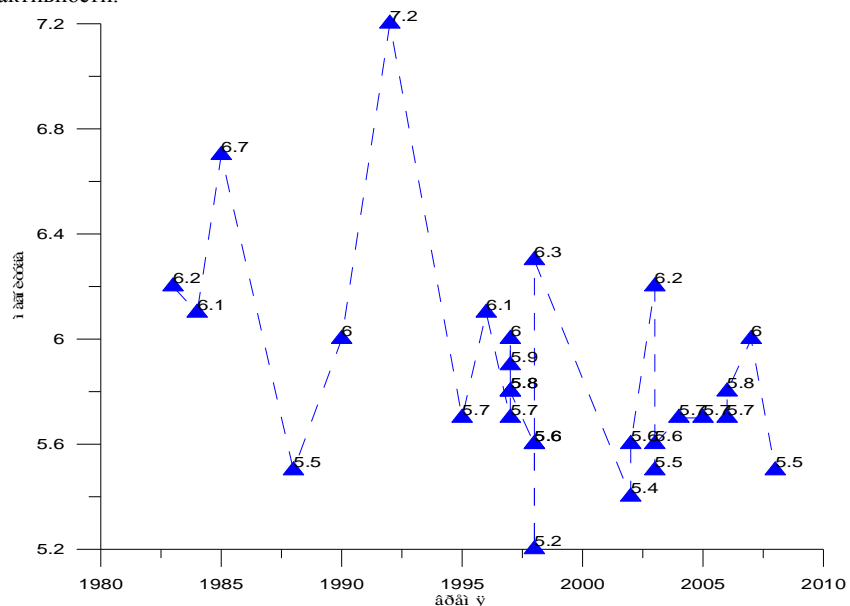


Рис.2. Изменение магнитуд со временем за 28 летний период

Последнее на этом графике землетрясение 1 января 2008 года с магнитудой 5,5 произошло за девять месяцев до исследуемого нами.

На рисунке 3 показана карта изолиний магнитуд, с нанесенными на нее эпицентрами землетрясений: 1 января 2008 года (землетрясение с магнитудой 5,5 обозначено маленькой звездочкой) и 5 октября 2008 года (землетрясение с магнитудой 6,6 обозначено большой звездочкой). Оба события приурочены к зоне затишья, ограниченной уровнем магнитуд 5,5и менее.

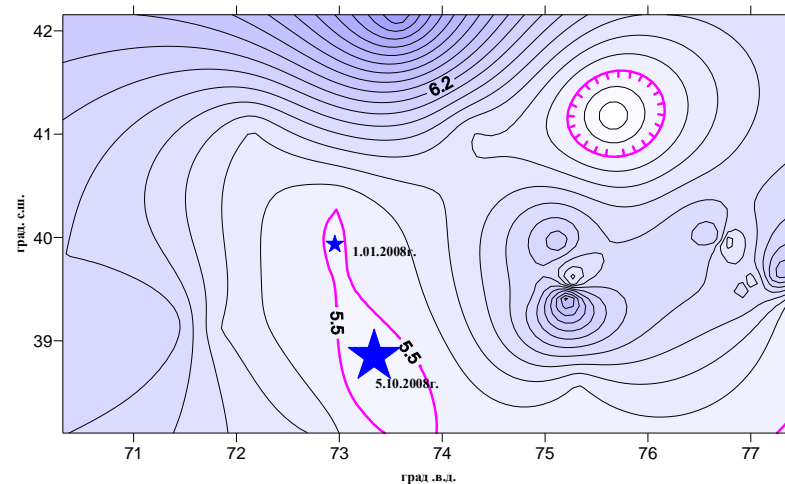


Рис.3. Карта изолиний магнитуд и эпицентров землетрясений.

Из рисунка следует, что произошедшее сильное землетрясение связано с областью слабой сейсмической активности, не превышающей магнитуду 5,5. Опасной в регионе остается область к северо-востоку от произошедшего землетрясения, также характеризующаяся слабой активностью. Стратегия прогноза землетрясений заключается в выявлении зон затишья в сейсмически активном регионе и их мониторинге по различным параметрам. В качестве одного из параметров интересным представляется изучение скорости сейсмотектонической деформации.

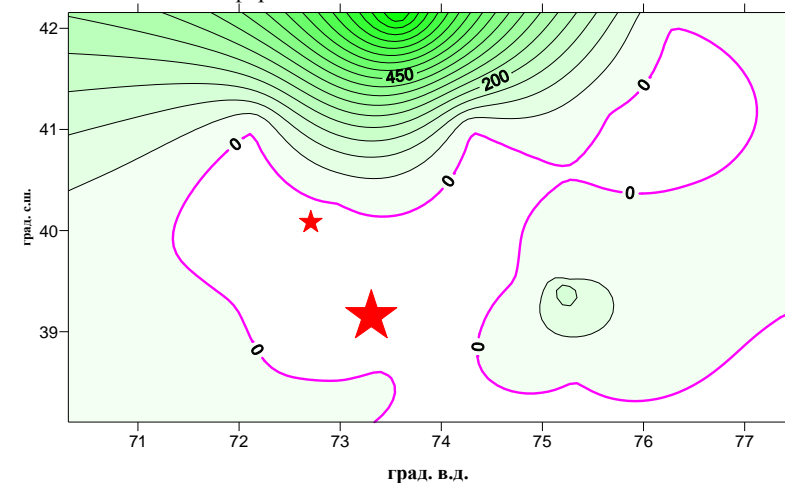


Рис. 4. Карта изолиний суммарного сейсмического момента и эпицентры землетрясений 2008 года.

В настоящей работе рассматривался как суммарный статический сейсмический момент, так и второй инвариант тензора остаточных смещений в очагах предшествующих событий, полученный суммированием сейсмических моментов землетрясений. На рисунке 4 приводится карта изолиний суммарного статического сейсмического момента, нормированная на  $10^{17}$ Нм. На карте области сейсмического затишья выделяются нулевым уровнем или на уровне, равном  $10^{17}$ Нм. Опасная зона к северо-востоку от эпицентров анализируемых событий – сохраняется.

На рисунке 5 приводится карта изолиний скорости сейсмотектонической деформации. Скорость сейсмотектонической деформации определяется как второй инвариант тензора суммарного сейсмического момента произошедших в рассматриваемом регионе землетрясений. Она рассчитывается по формуле (1). Модуль жесткости среды, в соответствии с моделью обобщенного строения Земли. Сейсмогенный объем каждого события определялся как произведение площади разрыва, умноженной на глубину гипоцентра. Площадь разрыва рассчитывалась по формуле (2). Период наблюдений составил 28 лет. Скорость сейсмотектонической деформации менялась от  $2 \cdot 10^{-7}$  1/год до  $3 \cdot 10^{-6}$  1/год. Для сравнения, на рисунке приводится поле скорости сейсмотектонической деформации после произошедшего землетрясения.

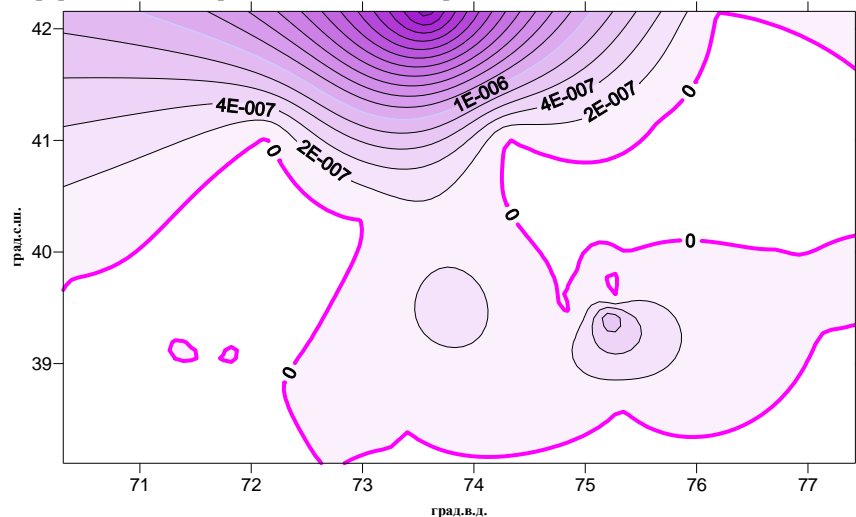


Рис.5. Поле скорости сейсмотектонической деформации после землетрясения 5 октября 2008 года.

Как видно из рисунка, области сейсмического затишья после произошедшего события изменили свою конфигурацию. Сейсмически опасными зонами в настоящий момент следует считать области с координатами:  $\{(40-42)^\circ \text{ с.ш.} - (75-77)^\circ \text{ в.д.}\}$ , а также – область  $\{(38-40)^\circ \text{ с.ш.} - (70-73)^\circ \text{ в.д.}\}$ .

Временные характеристики сейсмического процесса являются наиболее проблематичной задачей прогноза. В основном они определяются статистически, без анализа физических условий в области очага. В данной работе предпринята попытка найти признаки приближающегося сильного землетрясения на основе данных о землетрясениях предшествующих крупномасштабному разрушению. В качестве параметра выбрана разность главных значений тензора остаточных напряжений в областях прошедших событий. Эти данные имеются в параметрах механизмов очага. Вариации разности главных значений тензора остаточных напряжений свидетельствуют не только о режиме нагружения среды посредством сжатия или растяжения, но и о моменте приближающейся крупномасштабной сдвиговой неустойчивости. Для исследуемого региона вариации разности главных напряжений приведены на рисунке 6.

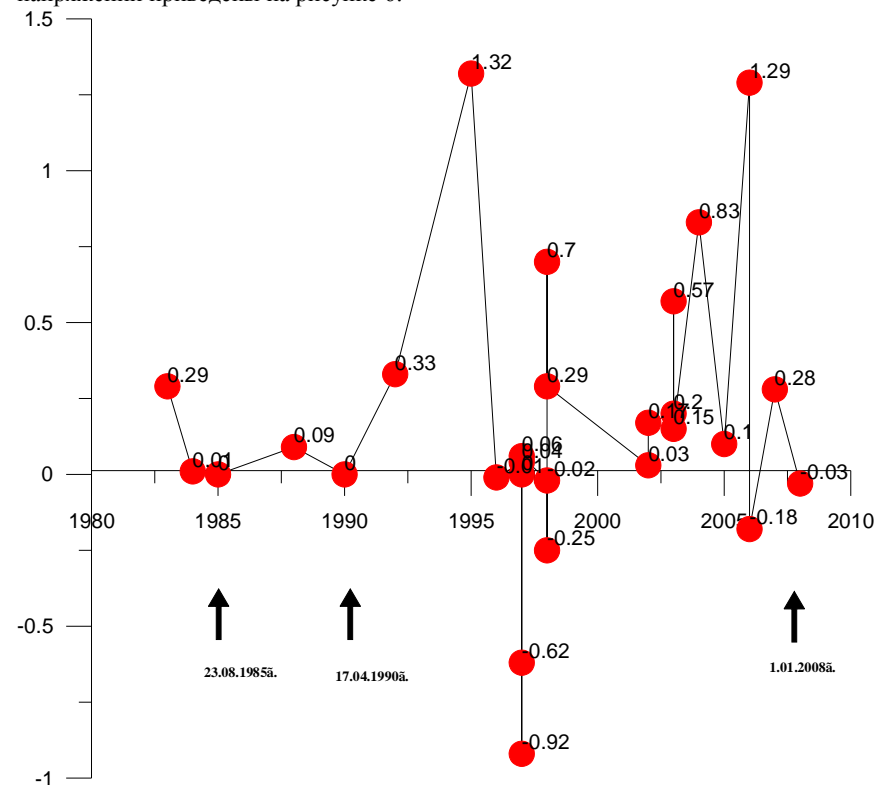


Рис.6. Вариации во времени разности главных значений тензора остаточных напряжений в исследуемом районе.

Численные величины разности главных значений тензора остаточных напряжений для рассматриваемых землетрясений указаны на рисунке в виде меток. Положительные значения характеризуют состояние сжатия, отрицательные – состояние растяжения в очаговых областях соответствующих землетрясений.

Если сравнить этот график с рисунком 2, то можно заметить, что перед каждым сильным землетрясением в регионе (отмеченным на графике стрелкой) этот параметр был близок к нулевому значению. Так, во время землетрясения 23 августа 1985 года он был равен нулю. Перед сильнейшим землетрясением в регионе, случившимся 18 августа 1992 года он становится равным нулю за два года до события. Аналогичная картина наблюдается и для ряда других землетрясений. Перед исследуемым нами событием разность главных значений тензора остаточных напряжений становится равной нулю при форшоковом событии 1 января 2008 года, то есть, за девять месяцев перед сильным землетрясением. Таким образом, приближение разности главных значений тензора остаточных напряжений в сейсмически опасном районе к нулю, свидетельствует о переходе среды к нестабильному состоянию, которое сопровождается заметными сдвигами подвижками.

Совместный мониторинг состояния сейсмоактивного региона по изменениям поля сейсмоструктурных деформации и по вариациям поля остаточных напряжений позволяет уточнить место и время возможного сильного землетрясения. Такой подход может быть использован только для прогноза наиболее сильных для данного района землетрясений. Они же являются наиболее катастрофическими по своим последствиям.

#### Выводы.

Проведенное исследование области сильного землетрясения в районе внутриконтинентальной коллизии позволяет сделать следующие выводы:

1. Совместный анализ поля пространственных вариаций моментных магнитуд, суммарного сейсмического момента и скорости сейсмоструктурной деформации сейсмически активного региона позволяет выделить зоны повышенной сейсмической опасности.
2. Зоны повышенной сейсмической опасности ассоциируются с областями минимальных значений исследуемых параметров и изменяются после каждого крупного события.
3. Время возможного будущего землетрясения может быть определено по анализу вариаций во времени разности главных значений тензора остаточных напряжений. За некоторое время до сильного события эта разность стремится к нулю. Чем сильнее готовящееся землетрясение, тем больше времени между предвестником и главным событием.

Поскольку исследуемые параметры сильно меняются после каждого землетрясения, для каждого сейсмически активного региона, в целях прогноза сильнейших землетрясений, необходимо проводить непрерывный мониторинг состояния активной среды.

#### Литература.

1. Макаров П.В. // Физическая мезомеханика, 8, 6 (2005), 39-56.
2. Костров Б.В. // Известия АН СССР, 1, (1974), 23-45.
3. Ильюшин А.А. // Механика сплошной среды, М., (1990).
4. Аки К., Ричардс П. // Количественная сейсмология., М., (1983)
5. Воронина Е.В. // Механика очага землетрясения., М., (2004).

## МОНИТОРИНГ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ В ЗОНАХ ЗАТИШЬЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА.

Воронина Е.В., Соколова К.А.

Московский Государственный Университет им. М.В.Ломоносова,

Физический факультет.

В настоящей работе были оценены скорости сейсмоструктурной деформации для сдвиговых землетрясений по данным о механизмах очага для Курило-Камчатского региона. Сейсмоактивный регион представляет собой область с координатами 40 - 65° с.ш., 140 - 180° в.д. Период наблюдений с января 1976 года по январь 2008 года. Район исследования включает в себя территории Алеутской, Курило - Камчатской островных дуг, полуострова Камчатка, Охотского моря и острова Сахалин. Были использованы каталоги данных о механизмах очага землетрясений сейсмологической службы Гарвардского Университета (Harvard CMT Catalog) для событий с магнитудой  $M_w \geq 5,5$ .

Диапазон полученных значений скорости сейсмоструктурной деформации составляет 5 порядков (от  $10^{-11}$  1/год до  $10^{-6}$  1/год). На рассчитанные карты были нанесены эпицентры последующих событий, совпавшие с областями минимальных значений скорости сейсмоструктурной деформации и зонами больших градиентов.

#### Постановка задачи.

Задача анализа динамического деформирования региона заключается в том, чтобы по заданной геометрии выделенных структур региона и механическим свойствам материала горных пород оценить интенсивность деформационных процессов в пространстве и во времени.

Соотношение между пространственными и временными координатами, при быстром нагружении среды, задается в виде коэффициента пропорциональности, каковым является скорость деформации [1]. Тензор скорости тектонической деформации может быть представлен в виде [2]:

$$\dot{\varepsilon}_{i,k} = \dot{\varepsilon}_{i,k}(r) + \dot{\varepsilon}_{i,k}(q), \quad (1)$$

где  $\dot{\varepsilon}_{i,k}(r)$  - тензор средней по объему скорости непрерывной деформации,  $\dot{\varepsilon}_{i,k}(q)$  - тензор скорости сейсмоструктурной деформации, связанный с подвижкой в очагах землетрясений.

Средняя тектоническая скорость деформации полностью определяется тектоническими напряжениями, действующими на границе сейсмогенной области. Считая, что деформация, связанная с подвижкой в очагах землетрясений является малой по сравнению с размерами сейсмогенной области, определим тензор деформации чистого сдвига в декартовой системе координат с центром в очаге землетрясения в виде тензора Коши:

$$\varepsilon_{i,j} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right), \quad (2)$$

где  $U$  - смещение на разрыве.

Полагая, что в процессе вспарывания в очаге ориентация сдвига в плоскости разрыва не меняется, определим среднее по разрыву смещение из выражения для величины сейсмического момента. Сейсмический момент характеризует интенсивность длиннопериодного излучения из очага. С другой стороны, эта величина излучения просто связана с параметрами разрыва в очаге, а именно, статическим сейсмическим моментом ( $M_0$ ), и равна произведению модуля сдвига ( $\mu$ ) на величину средней остаточной подвижки по разрыву ( $\bar{U}$ ), возникшей при землетрясении, и - на площадь разрыва ( $S$ ) [3]:

$$M_0 = \mu \cdot \bar{U} \cdot S \quad (3)$$

Выберем декартовую систему координат, связанную с географической таким образом, что ось  $x$  - представляет собой направление на север, ось  $y$  - направление на восток, ось  $z$  - направление вглубь Земли. Компоненты тензора сейсмического момента по осям координат определяются через угловые параметры механизма очага [3].

Малые деформации, связанные с подвижкой по разрыву, также как и соответствующие им скорости деформации - аддитивны. Предполагая, что за время  $T$  в выбранном сейсмогенном объеме  $V$  произошло  $N$  землетрясений, представим среднюю скорость сеймотектонического деформирования этого объема формулой [4,5,6]:

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2\mu VT} \sum_{k=1}^N M_{ij}^{(k)}, \quad (4)$$

где  $\sum_{k=1}^N M_{ij}^{(k)}$  - суммарный сейсмический момент  $N$  произошедших землетрясений,  $\dot{\epsilon}_{ij}$  - тензор скорости сеймотектонической деформации,  $V \times T$  - репрезентативная пространственно - временная область. Поворотом сейсмогенного объема как целого пренебрегаем. Главные значения симметричного тензора чистой деформации вычисляются из решения характеристического кубического уравнения [1]:

$$\xi_\alpha^3 - I_1 \xi_\alpha^2 + I_2 \xi_\alpha - I_3 = 0, \quad (5)$$

где  $\xi_\alpha$  - собственные значения,  $I_\alpha$  - инварианты тензора скорости деформации ( $\alpha = 1, 2, 3$ ). Тензор скорости сеймотектонической деформации является тензором второго ранга и, как каждый тензор второго ранга, имеет три основных инварианта, которые в главных значениях имеют следующий вид:

$$\begin{aligned} I_1 &= \dot{\epsilon}_1 + \dot{\epsilon}_2 + \dot{\epsilon}_3 \\ I_2 &= \dot{\epsilon}_1 \dot{\epsilon}_2 + \dot{\epsilon}_2 \dot{\epsilon}_3 + \dot{\epsilon}_3 \dot{\epsilon}_1 \\ I_3 &= \dot{\epsilon}_1 \dot{\epsilon}_2 \dot{\epsilon}_3 \end{aligned} \quad (6)$$

Инварианты являются основными характеристиками локального деформированного состояния среды. Первый и третий из них при чистом сдвиге равны нулю, таким образом, тензор скорости чистой деформации, так же как и тензор сейсмического момента, является девиатором. Определив из (5) главные

значения тензора деформации, можно рассчитать интенсивность скорости деформации.

Интенсивность скорости деформации определяется как модуль соответствующего девиатора или как величина, равная корню квадратному из второго инварианта тензора [1]. Интенсивность скорости деформации можно представить в виде:

$$\dot{\epsilon}_s = \frac{1}{3} \sqrt{2[(\dot{\epsilon}_1 - \dot{\epsilon}_2)^2 + (\dot{\epsilon}_2 - \dot{\epsilon}_3)^2 + (\dot{\epsilon}_3 - \dot{\epsilon}_1)^2]} \quad (7)$$

Эта величина является критерием перехода среды от упругого состояния к неупругому и описывает, таким образом, начало процесса разрушения среды посредством сдвига. Согласно критерию Мизеса пластическое течение начинается когда [7]:

$$k = \frac{1}{6} \sqrt{(\dot{\epsilon}_1 - \dot{\epsilon}_2)^2 + (\dot{\epsilon}_2 - \dot{\epsilon}_3)^2 + (\dot{\epsilon}_3 - \dot{\epsilon}_1)^2}, \quad (8)$$

где  $k$  - предел упругости.

Считается, что значительный вклад в деформацию вносит крипповое движение, связанное с вязкостью мантии [8]. В работах Кострова [4,5] и Ризниченко [6] крипповое движение не учитывалось, т.к. предполагалось, что основной вклад в деформацию дает неупругая подвижка в очаге. В настоящей работе явление крипа не рассматривается.

В процессе динамического деформирования среды именно локальные возмущения ее состояния являются определяющими. Пространственное распределение параметров деформационного процесса позволяет выделить области сейсмического затишья, являющиеся зонами формирования ядра будущего сильного землетрясения. Кроме того, длительно накапливающиеся неупругие сдвиговые деформации приводят к необратимым изменениям рельефа среды, которые и представляют собой сейсмическое течение горных масс. Неупругая составляющая подвижки в очагах землетрясений при сдвигах, выходящих на поверхность Земли, является результатом пластического скольжения берегов разрыва еще до начала разрушения, поэтому ее изменения являются важным прогностическим параметром готовящегося разрушения среды [9].

#### Исходные данные.

Для анализа сеймотектонических деформаций были собраны данные по механизмам очага землетрясений сейсмологической службы Гарвардского Университета.

За рассматриваемый нами период в данном регионе произошло порядка 700 землетрясений с магнитудой  $M_w \geq 5,5$ . Из них 241 событие с  $M_w \geq 6$ ; 16 землетрясений с  $M_w > 7$  и 17 сильнейших с  $M_w > 7,5$ , которые располагаются, в основном, в южной части Курильских островов.

На Рис.1 показаны основные литосферные плиты, границы которых ассоциируются с современной сейсмической активностью региона. Механизмы очагов сильнейших землетрясений, приведенные на Рис. 1, показывают, что расположение эпицентров соответствует простиранию основных разломных структур. Наибольшее число землетрясений за исследуемый нами период произошло на стыке Курило-Камчатской и Японской островных дуг. По имеющимся данным за рассмотренный период в изучаемом регионе около 80%

землетрясений имеют механизмы очага взбросового типа, 14% - сбросового и 6% сдвигового.

Для анализа деформационного процесса наибольший интерес представляют механизмы очагов наиболее сильных событий. Сильнейшие землетрясения с  $M_w > 7$  произошли, в основном, в районе южных Курил. Так, например, землетрясение 23.03.78 г. (№1), произошедшее в океане недалеко от острова Итуруп, имело магнитуду  $M_w = 7,6$ , и гипоцентр располагался на глубине 28 км. Подвижка в очаге представляла собой комбинацию надвига ( $\delta = 11^\circ$ ) и правостороннего сдвига. Другое землетрясение в этом районе с  $M_w = 7,8$  произошло на глубине 34 км 05.12.97 г. (№9) к востоку от Камчатки в океане вблизи северной оконечности полуострова Кроноцкого. Подвижка в очаге представляла собой комбинацию пологого взброса ( $\delta = 23^\circ$ ) и правостороннего сдвига. Самое разрушительное землетрясение в исследуемом регионе – Шикотанское 04.10.94 г. (№6) произошло на глубине 68 км и имело моментную магнитуду равную 8,3. землетрясение было с механизмом очага комбинированного типа: взбросом с элементами левостороннего сдвига.

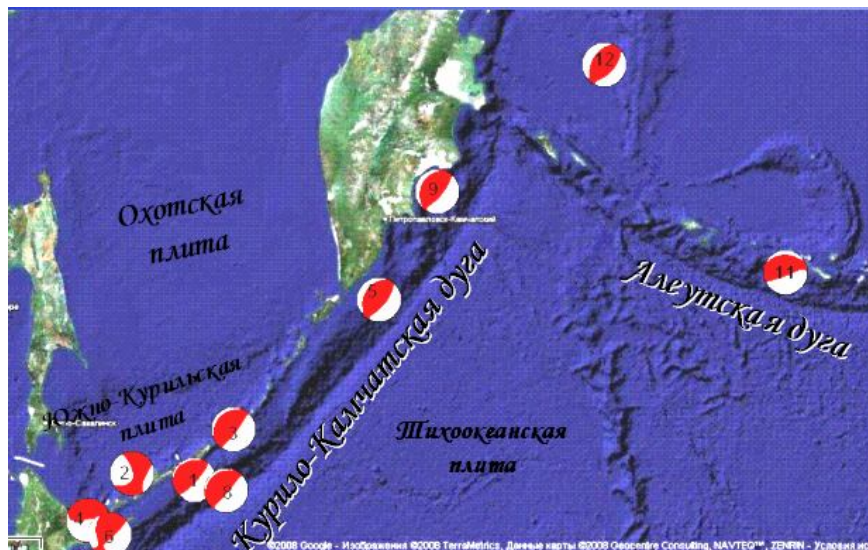


Рис. 1. Рассматриваемая область с механизмами очага наиболее сильных землетрясений.

Все сильнейшие события рассматриваемого региона произошли на глубинах до 100 км и в большинстве своем имели значительную неупругую подвижку в очаге. Механизмы очагов являются однотипными в пределах одной структуры литосферы. Для континентального склона характерны механизмы очагов взбросового типа, которые связаны с поднятием континентальной окраины. Для океанической структуры тихоокеанской плиты – сбросового типа, связанные с

опусканием океанической плиты. Сдвиги наблюдаются в зонах сочленения Камчатской, Курильской и Алеутской островных дуг.

#### Результаты исследования и их обсуждение.

Для более конструктивного анализа деформационного процесса в регионе, мы разбили имеющиеся данные на 2 временных периода: первый – 1976 ÷ 1989 гг. и второй – 1989 ÷ 2003 гг. Для каждого периода были построены карты изолиний магнитуд и скоростей сейсмостектонических деформаций с эпицентрами последующих сильнейших событий с магнитудой более 7 за 1990 ÷ 1995 годы и 2003 ÷ 2007 годы.

#### Анализ поля магнитуд.

На рисунке 2 приводится карта изолиний магнитуд по наблюдениям 1976 ÷ 1989 гг., совмещенная с эпицентрами последующих землетрясений за 1990 ÷ 1995 гг. Карта показывает, что изолинии высоких магнитуд концентрируются в очаговых зонах сильных землетрясений. Это свидетельствует о том, что возмущения среды носят локальный характер. Эпицентры последующих событий, в основном, находятся на уровне 5,8 (эти изолинии выделены жирным). Итак, получается, что каждое последующее событие попадает в область относительного сейсмического затишья.

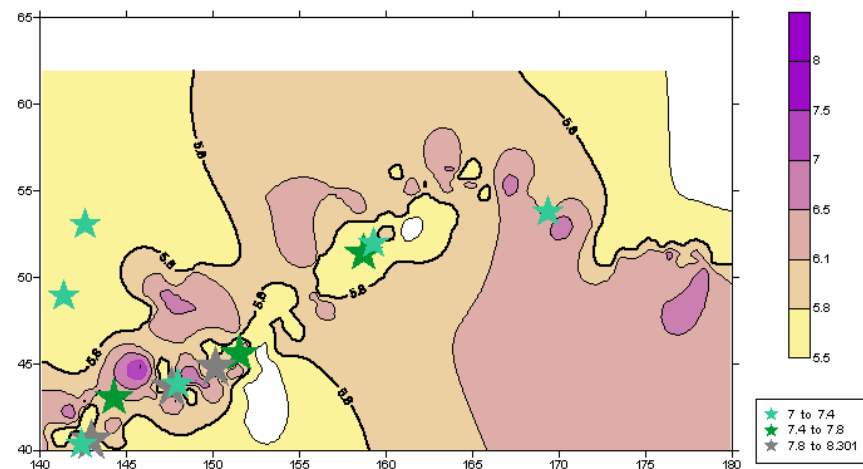


Рис. 2. Результаты сравнения наблюдений крупнейших событий (землетрясения за период 1990 – 1995 гг. с магнитудой  $M_w > 7$ ) с предшествующими расчетами скорости сейсмостектонической деформации (1976 – 1989 гг.).

Карта магнитуд (см. рис. 3) за второй период (1989 ÷ 2003 гг.) немногим отличается от предыдущей, разве что последующих сильных событий наблюдается почти в 2 раза меньше. Это может свидетельствовать о продолжающемся процессе накопления тектонических деформаций в ближайшие несколько лет. После чего последует разрядка напряжений в виде серии мощных землетрясений с интервалом от нескольких дней до полугодия. Подобный процесс, несомненно, характерен для данного региона.

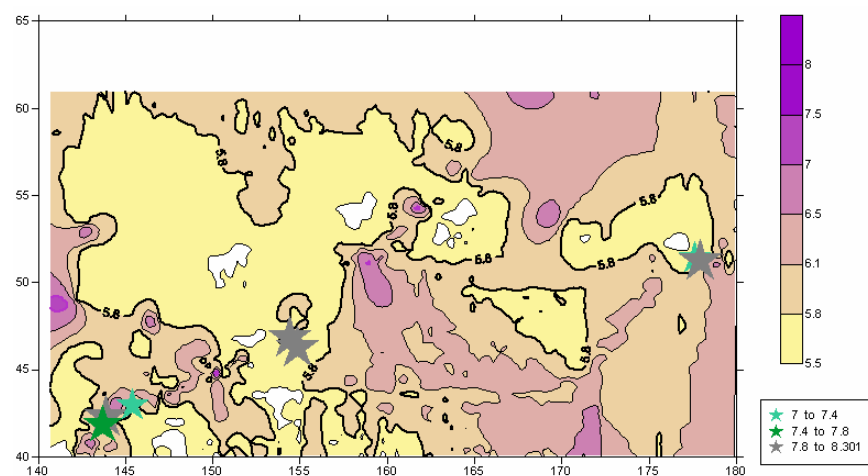


Рис. 3. Изолинии магнитуд за 1989 - 2003 гг. с последующими событиями (магнитудой более 7) за 2003 - 2007 года.

**Анализ поля интенсивности скорости сейсмостектонической деформации.**

Интенсивность скорости деформации является величиной, характеризующей ускорение неупругого смещения почвы. С другой стороны, эта величина пропорциональна работе неупругого деформирования или энергии диссипации среды. Так как интенсивность скорости деформации является инвариантом, она удобна для сравнения параметров деформирования среды в разных регионах или разных частях одного и того же региона.

На рис. 4 и 5 для каждого периода представлены величины интенсивности скорости сейсмостектонической деформации в виде карт изолиний с эпицентрами последующих землетрясений. Интенсивность скорости изменяется в пределах  $10^{-11} \div 10^{-6} \text{ год}^{-1}$ . Зоны наибольших ее значений приурочены к областям сильнейших событий. Наименьшие значения интенсивности скорости сейсмостектонической деформации будут соответствовать области минимальной энергии диссипации. А значит, именно в таких местах существует опасность возникновения будущих событий. Именно эта гипотеза эмпирически отрабатывается в данной работе. На карты интенсивности скорости сейсмостектонической деформации, полученные по данным за каждый вышеупомянутый период, были нанесены эпицентры сильнейших событий за 1990 - 95 гг. и 2003 - 07 гг. В большинстве случаев, эпицентры последующих землетрясений действительно сосредоточены в областях минимальных значений интенсивности скорости сейсмостектонической деформации  $10^{-8} \text{ год}^{-1}$  и меньше. Более наглядно это демонстрируют рис. 6 и 7. Кроме того, можно отчетливо видеть что события, попавшие не в зоны минимальных значений скорости сейсмостектонической деформации, находятся в явной близости области больших градиентов. Это свидетельствует о крайне сложной блоковой структуре среды в данном районе и не лишней раз доказывает правоту упомянутой гипотезы.

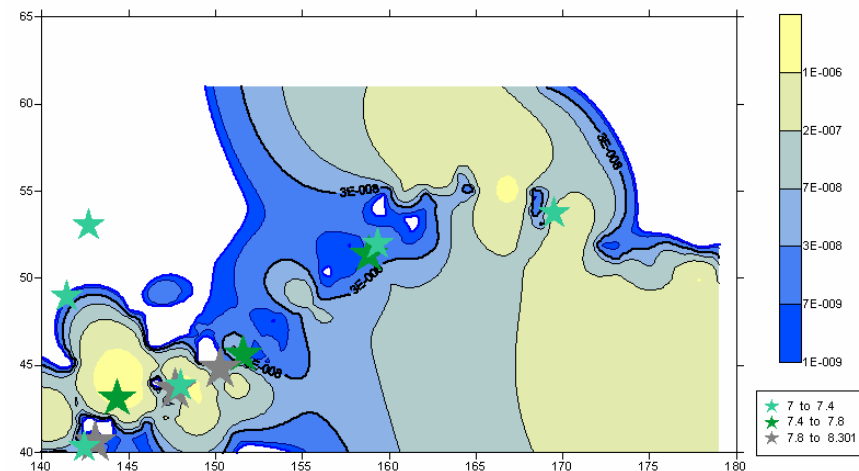


Рис. 4. Изолинии скорости сейсмостектонической деформации за 1977 - 1989 гг. с последующими событиями (магнитудой более 7) за 1990 - 1995 года.

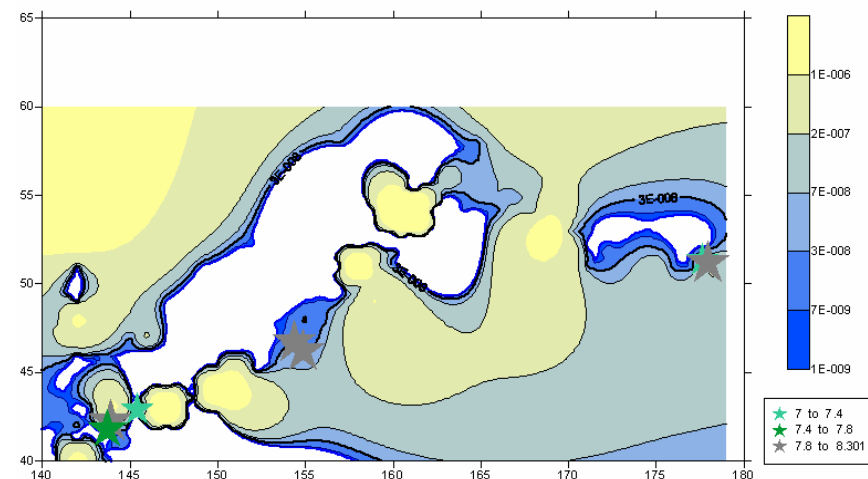


Рис. 5. Изолинии скорости сейсмостектонической деформации за 1989 - 2003 гг. с последующими событиями (магнитудой более 7) за 2003 - 2007 года.

На рисунках 6 и 7 представлены величины интенсивности скорости сейсмостектонической деформации для элементов объемов с размерами  $1^\circ \times 1^\circ$  ( $111 \text{ км} \times 111 \text{ км}$ ) в проекции на поверхность и средней мощностью, определяемой по расположению гипоцентров попавших в данный сейсмогенный объем землетрясений.

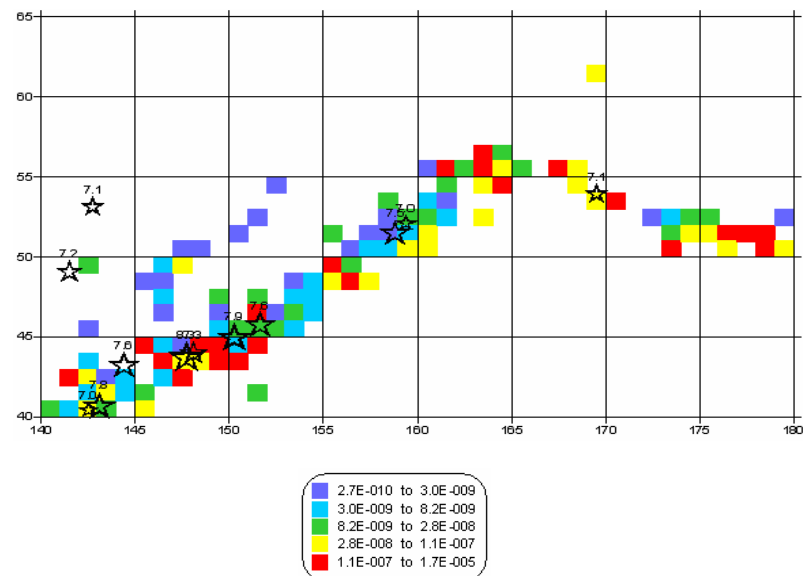


Рис. 6. Поле скорости сейсмодектонической деформации за 1976 – 1989 гг. с последующими событиями (магнитудой более 7) 1990 -95 годов.

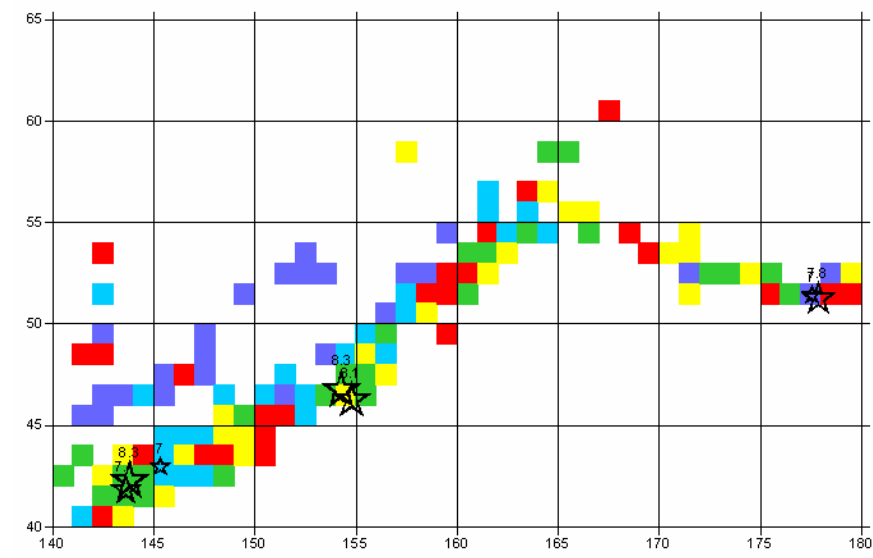


Рис. 7. Поле скорости сейсмодектонической деформации за 1989 - 2003 гг. с последующими событиями (магнитудой более 7) 2003 - 2007 годов.

На рисунках 6 и 7 метками указаны моментные магнитуды землетрясений, произошедших в последовавшие годы.

Полученные результаты, прежде всего, свидетельствуют о том, что поле скоростей сейсмодектонической деформации со временем сильно меняется и представляет собой мозаичную, сильно контрастную структуру, с большими градиентами скоростей в отдельных ее частях. Все последовавшие наиболее сильные сейсмические события (землетрясения с магнитудой  $M_w > 7$ ) произошли, в основном, в зонах минимальных значений интенсивности скорости деформации или, по-другому, зонах сейсмического затишья. Скорость сейсмодектонической деформации в этих областях порядка  $10^{-8}$  год $^{-1}$  и меньше.

Области минимальных скоростей сейсмодектонической деформации со временем меняются, поэтому для решения задачи о прогнозе места возможного будущего сильного землетрясения необходимо проводить мониторинг поля деформации после каждого землетрясения с магнитудой более 5. Наиболее сильные землетрясения наблюдаются не только в районах стыка Тихоокеанской, Южно - Курильской и Североамериканской литосферных плит, как это обычно предполагается, но и в центральных частях Курильской и Алеутской островных дуг.

В качестве предполагаемого прогноза местоположения возможных будущих сильных землетрясений на рисунке 8 представлен расчет скорости сейсмодектонической деформации за весь, имеющийся в нашем распоряжении, период наблюдений с января 1977 года по 1 января 2007 года с последующими сильнейшими событиями за 2007 год.

Помимо областей с минимальными значениями скорости сейсмодектонической деформации, на этой картинке, в виде сеточки, выделены зоны больших градиентов скоростей и все, произошедшие в 2007 - 2008 годах, сильные землетрясения оказались приурочены к этим областям. Таким образом, области больших градиентов скорости сейсмодектонической деформации, соседствующие с областями ее минимальных скоростей, являются потенциально зонами повышенного сейсмического риска в любом сейсмически активном регионе.

**Выводы**

Из проведенного анализа данных о механизмах очага и расчетов тензора скорости сейсмодектонической деформации для сдвиговых землетрясений Курило - Камчатского региона могут быть сделаны следующие выводы:

1. Поле интенсивности скорости сейсмодектонической деформации для Курило - Камчатского региона, в виде отдельных сейсмогенных структур с меняющимся по глубине модулем жесткости, по наблюдениям, изменяется в диапазоне значений от  $10^{-11}$  год $^{-1}$  до  $10^{-6}$  год $^{-1}$ .
2. Основной вклад в деформационные процессы дают сильные землетрясения. Области наиболее сильных землетрясений связаны с областями значений скоростей сейсмодектонической деформации ( $10^{-8} \div 10^{-9}$ ) год $^{-1}$ .
3. Большинство наиболее сильных последовавших событий располагаются в районах пониженных скоростей. Таким образом, области затишья являются областями повышенного сейсмического риска.
4. Наиболее опасными представляются также области высоких градиентов скорости сейсмодектонической деформации, что является дополнительным параметром анализа поля деформаций.



Таким образом, области затишья являются областями повышенного сейсмического риска, и сама интенсивность скорости деформации может быть использована как прогностический параметр для определения пространственной локализации зон повышенной сейсмической опасности. Прогнозирование пространственного распределения более слабых событий затруднительно.

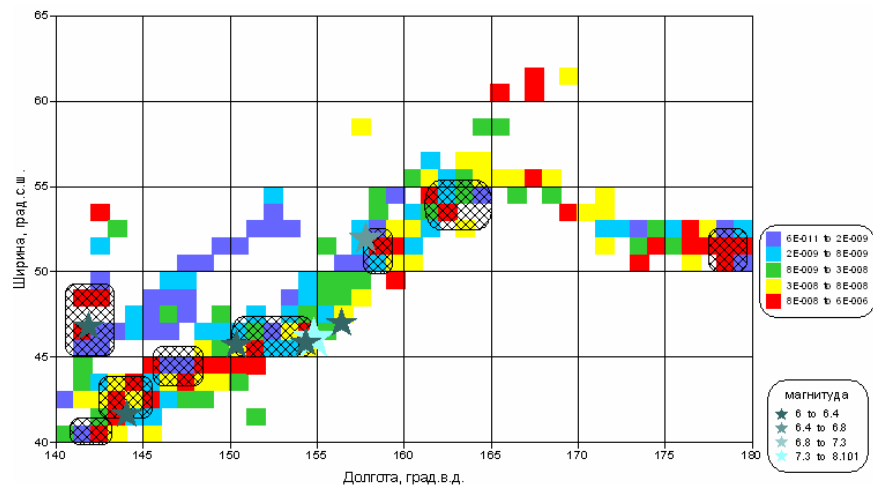


Рис. 8. Поле скорости сеймотектонической деформации за 1977 – 2007 гг. с последующими событиями (магнитудой  $M_w > 6$ ) за 2007 – 2008 гг.

### Литература

1. Ильющин А.А. Механика сплошной среды (М.: Изд-во МГУ, 1990)
2. Мухамедиев Т.А. Процессы разрушения в литосфере Земли (Москва, 1990)
3. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: теория и методы в 2 томах (Перевод с англ. - М.: Мир, 1983)
4. Костров Б.В. Механика тектонического землетрясения
5. Костров Б.В. Сейсмический момент, энергия землетрясения и сейсмическое течение горных масс («Известия» АН «Физика Земли», 1974, №1)
6. Ризниченко Ю.В. Расчет скоростей деформации при сейсмическом течении горных масс («Известия» АН СССР, 1977, №10)
7. Мейз Дж. Теория и задачи механики сплошных сред (Перевод с англ. – М.: Издательство ЛКИ, 2007)
8. Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Глубинное строение переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану (Геофизический центр РАН, Российский журнал наук о Земле, 2001, №4)
9. Касахара К. Механизм очага землетрясения
10. <http://earthquake.usgs.gov/>; <http://neic.usgs.gov/>

## ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ СИГНАЛОВ ГЕОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ В СЕЙСМОАКТИВНОЙ ЗОНЕ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТКА

Гордиенко В.А. \*, Гордиенко Т.В. \*, Марапулец Ю.В. \*\*, Щербина А.О. \*\*

\*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова.

\*\*Институт космических исследований и распространения радиоволн (ИКИР) Дальневосточного отделения Российской Академии наук, с. Паратунка, Елизовский р-н, Камчатская обл.

Излагаются результаты исследований особенностей пространственного распределения прихода энергии сигналов высокочастотной геоакустической эмиссии (ГЭ) в периоды аномального увеличения интегральной энергии их излучения, как правило, предшествующего сейсмического события (землетрясения) с энергетическим классом  $K_s > 10$ . Регистрация этих сигналов в частотном диапазоне до 11 кГц осуществлялась с помощью комбинированного гидроакустического приемника, регистрирующего одновременно в области малых волновых размеров акустическое давление и три взаимно ортогональных компонента его градиента, установленного в сейсмоактивной зоне п-ова Камчатка в районе Авачинской губы в озере Микижа на глубине примерно 4 м. Предполагается, что наблюдаемые аномалии сигналов ГЭ могут служить в качестве оперативных предвестников землетрясений.

### ВВЕДЕНИЕ

Предсказание землетрясений одна из актуальнейших современных проблем. Ежегодно на нашей планете происходят землетрясения, в результате которых гибнут люди. Безусловно, возможность предсказаний землетрясений не вызывает сомнений, так как накопление огромных количеств упругой энергии не может протекать без каких-либо изменений свойств окружающей среды. Однако, несмотря на активные многолетние исследования специалистов различных стран, надежного предсказания времени землетрясения пока осуществить не удастся.

Основу современных представлений о возникновении очага землетрясения составляют положения механики разрушений. Согласно подходу основателя этой науки Гриффитса, в какой-то момент трещина теряет устойчивость и начинает лавинообразно распространяться. В неоднородном материале перед образованием крупной трещины обязательно появляются различные предваряющие этот процесс явления – предвестники. На этой стадии увеличение по каким-либо причинам напряжений в области разрыва и его длины не приводит к нарушению устойчивости системы. Интенсивность предвестников с течением времени снижается. Стадия неустойчивости – лавинообразное распространение трещины (собственно землетрясение) возникает вслед за уменьшением или даже полным исчезновением предвестников. Именно этот признак наиболее часто используется при прогнозировании землетрясения.

Природа многих видов предвестников еще не изучена, поэтому пока, в основном, просто анализируют текущую сейсмическую обстановку. Анализ включает измерение спектрального состава колебаний, типичность или аномальность первых вступлений поперечных и продольных волн, выявление тенденции к группированию (это называют роом землетрясений), оценку вероятности активизации тех или иных тектонически-активных структур и др. Иногда в качестве природных индикаторов землетрясения выступают предварительные толчки – форшоки. Все эти данные могут помочь спрогнозировать время и место будущего землетрясения.

В России до недавнего времени прогнозирование землетрясений не находило своего практического воплощения. Первым шагом в организации сейсмического мониторинга в нашей стране было создание в конце 1996 года Федерального центра прогнозирования землетрясений Геофизической службы РАН (ФЦП РАН). Теперь Федеральный центр прогнозирования включен в мировую сеть аналогичных центров, и его данные используют сейсмологи всего мира. В него стекается информация с сейсмических станций или комплексных пунктов наблюдений, расположенных по всей стране в сейсмоопасных районах. Эту информацию обрабатывают, анализируют и на ее основе составляют текущий прогноз землетрясений, который еженедельно передается в Министерство чрезвычайных ситуаций.

Служба срочных донесений РАН использует сводки 44 сейсмических станций России и СНГ. Поступавшие прогнозы были достаточно точны. Так, в 2000 году было заблаговременно и правильно спрогнозировано декабрьское землетрясение на Камчатке силой до восьми баллов в радиусе 150-200 км. Тем не менее, необходимо признать, что главная задача сейсмологии еще не решена. Можно говорить лишь о тенденциях развития сейсмической обстановки и об активных попытках найти предвестники (особенно оперативные) готовящихся землетрясений.

Как уже указывалось выше, **предвестники землетрясения** это, как правило, аномалии вариаций параметров геофизических полей, вызванные локальным процессом подготовки землетрясения. Предвестниками землетрясений служат улавливаемые приборами первые подземные толчки, деформации земной поверхности, изменение режима и состава подземных вод, газов и т.д. Видимым признаком приближения землетрясения является изменение поведения животных (см., напр., [1, 2]).

Предсказание землетрясений обычно ведется в три этапа. Сначала выявляют возможные сейсмически опасные зоны на ближайшие 10-15 лет (например, на основе моделирования характера межплитовых границ и пространственного распределения сильнейших землетрясений: рис.1), затем составляют *среднесрочный прогноз* – на 1-5 лет, и если вероятность землетрясения в данном месте велика, то проводится *краткосрочное прогнозирование*.

Одна из актуальнейших задач прогнозирования состоит не столько в выявлении самих сейсмоактивных районов, сколько в возможности предсказания самого события за несколько дней, часов. Именно такие *краткосрочные* (или как их еще называют – оперативные) прогнозы пока составляют для сейсмологов главную трудность. Обычно краткосрочные предвестники – это изменения, происходящие вследствие уже начавшегося, но пока еще скрытого развития крупной трещины.



Границы плит: ■■■ растяжение; □ сжатие; ~ скольжение.

● Эпицентры модельных событий, происходящих на границе

Тектонические плиты: 1 – Наска; 2 – Южно-Американская; 3 – Кокос; 4 – Карибская; 5 – Северо-Американская; 6 – Тихоокеанская; 7 – Африканская; 8 – Антарктическая; 9 – Евразийская; 10 – Аравийская; 11 – Индийская; 12 – Сомалийская; 13 – Филиппинская; 14 – Австралийская; 15 – Хуан де Фука.

Рис. 1. Пример моделирования характера межплитовых границ и пространственного распределения сильнейших землетрясений, выполненного в рамках исследований по выявлению долгосрочных предвестников (по литературным данным).

Начиная с 2003 года, нами проводятся исследования в сейсмоактивной зоне полуострова Камчатка. Согласно полученным статистическим данным почти для сотни сейсмических событий, можно надеяться, что для определенных районов проблема их краткосрочного прогноза может быть решена.

Ранее мы уже сообщали [3, 4] об обнаруженном нами новом эффекте, – существовании аномалий высокочастотных (4-11 кГц) геоакустических шумов, обусловленных напряжениями, возникающими при подготовке сильных сейсмических событий, и выступающих в качестве оперативных предвестников готовящегося землетрясения. Под аномалиями мы понимаем повышение на два-три порядка частоты следования импульсов сигналов ГАЭ в выбранном частотном диапазоне заполнения этих импульсов, а при регистрации в интегральном режиме, такое же увеличение амплитуды шумов над фоновым уровнем. До наших работ, серьезных исследований сигналов ГАЭ в указанном диапазоне не проводилось, так как эта частотная область традиционно считалась малоинформативной.

## ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

В работе обсуждаются особенности формирования сигналов ГАЭ в сейсмоактивной зоне полуострова Камчатка. Известно, что интенсивность ГАЭ чувствительна к слабым изменениям состояния земной коры [5], а амплитуда и частота заполнения сигналов определяются размерами трещины. Оценка размеров  $r$  трещин при частоте заполнения наблюдаемых импульсов  $f = 3$  кГц дает значение порядка 1 м [6]. Считается, что при понижении частоты заполнения  $f$  размер трещин возрастает как  $1/f$ . В связи с сильным затуханием [7] высокочастотные

сигналы ГАЭ не передаются на большие расстояния из очагов будущих землетрясений. Поэтому традиционная сейсмология в качестве предвестников акустического характера в основном ориентируется на форшоки – мощные толчки, обусловленные наличием достаточно крупных трещин в коре Земли или на относительно низкочастотные сигналы ГАЭ, частота заполнения которых, как правило, не превышает 1-1,5 кГц [8] и которые, к сожалению, присутствуют не перед каждым землетрясением.

Вследствие сильного затухания в грунте высокочастотные сигналы ГАЭ не могут генерироваться в зоне субдукции готовящегося землетрясения. По существу они являются вторичными эффектами подготовки землетрясений и обусловлены трещинообразованием под действием деформаций [7], которое распространяется из очага землетрясения и создает вблизи пунктов наблюдений в эпицентральной области сдвиговые напряжения, определяющие преимущественную ориентацию трещин. Как следствие, появляется направленность колебательного движения частиц среды с переносом акустической энергии в направлении от зоны субдукции и очага готовящегося землетрясения. Интенсивность ГАЭ как правило растет с увеличением напряжений. Дальность распространения и напряженность деформаций определяется размером очага. Для землетрясений энергетического класса  $K_S > 10-11$  эти сигналы могут регистрироваться до расстояний 200-250 км от эпицентра готовящегося землетрясения.

Поскольку размеры трещин обычно сравнительно малы, вызванные ими упругие колебания находятся в более высокочастотной части спектра по сравнению с волнами, которые создаются основной фазой сейсмического события и поэтому выходят за границы используемых в традиционной сейсмологии частот, регистрируемых стандартными сейсмодатчиками.

Появление аномальных шумов происходит, как правило, примерно в суточном временном интервале перед сильными сейсмическими событиями (энергетическим классом  $K_S > 10$ ). Продолжительность варьируется от десятка минут до нескольких часов. Аномальные шумы всегда пространственно анизотропны. По характеру движения частиц среды в волне (поляризации волны) можно осуществлять локацию областей подготовки сейсмических событий в горизонтальной плоскости.

## МЕТОДИКА

Для детального исследования анизотропии геоакустического излучения на различных стадиях сейсмической активности на Камчатке на озере Микижа на глубине около 4 метров установлена приемная система направленного действия, позволяющая определять направление прихода энергии акустической волны и анализировать характер движения частиц среды в ней с использованием векторно-фазовых методов. В качестве акустического приемного устройства использован комбинированный приемник (КП), разработанный в ЗАО «Геоакустика» при ФГУП ВНИИФТРИ, который позволяет одновременно регистрировать акустическое давление и три взаимно ортогональные проекции его градиента в диапазоне частот 5-11000 Гц [1]. Для регистрации геоакустических сигналов разработан специализированный программно-аппаратный комплекс. Техническая часть состоит из КП, усилителя электрических сигналов и IBM совместимого

компьютера с 2 звуковыми картами, обеспечивающими синхронность передачи данных по каналам. Программная часть – это специально разработанные программы для регистрации в режиме реального времени и детального анализа записанного сигнала в условиях лаборатории.

Для анализа акустического сигнала с КП используется его годограф в полярных координатах, что, в частности, позволяет определить направление на источник генерации импульса. Программа обработки позволяет автоматически найти и выделить импульсы в записанных данных. При этом в результате создается файл-перечень всех найденных импульсов с описанием основных характеристик – времени регистрации и угла прихода с дискретностью в 1 градус. Далее определяется распределение по пространству *геоакустической активности*  $N'(\alpha) = dN(\alpha)/dt$  – зависимости количества импульсов, зарегистрированных в единицу времени с каждого направления и строится ее график.

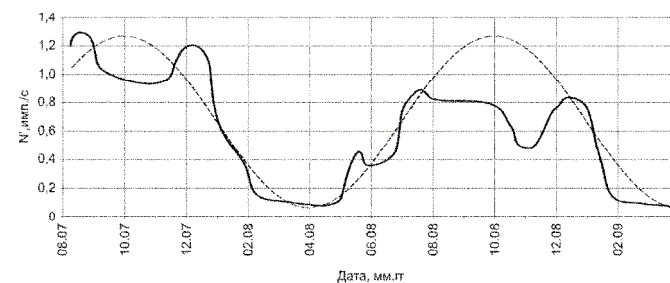


Рис. 2. Сезонные изменения геоакустической активности  $N'(t)$  (сплошная линия) и график синусоиды для сравнения (пунктирная линия).

Оценка пространственных характеристик геоакустической активности в спокойный (фоновый) период производилась в дни, когда отсутствовали ярко выраженные продолжительные высокочастотные акустические аномалии, обусловленные повышением активности деформационного процесса или погодными условиями (ветер, дождь). Перед землетрясением, примерно в пределах суточного временного интервала КП регулярно регистрировал также и аномальные возмущения в поведении ГАЭ, обусловленные деформационными изменениями в приповерхностных осадочных породах, связанные с очагом будущего землетрясения.

Очевидно также, что вследствие изменчивости геоакустической активности, сравнение возмущений можно производить только с фоном, который зарегистрирован примерно в тот же период, прямое сравнение с фоном других периодов некорректно. Так, непрерывные наблюдения, проведенные в период с августа 2007 г. по апрель 2009 г. позволили построить график сезонных изменений геоакустической активности (рис. 2) с усреднением в суточном временном интервале. Как видно, ее поведение в первом приближении аппроксимируется синусоидой, максимумы которой приходится на осень, а минимумы – на весну. Можно отметить сезонные и годовые вариации акустической активности, а также заметную повторяемость ее локальных максимумов, что, видимо, определяется метеорологическими факторами.

Регистрация акустических шумов осуществлялась непрерывно через полосовые фильтры шестого порядка в семи частотных диапазонах: 0.1...10, 10...50, 50...200, 200...700, 700...1500, 3000...6000, 8000...11500 Гц.

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ**

Геоакустический сигнал представляет собой череду ударных импульсов с амплитудой 0.1-1 Па [3]. Установлено, что частота следования импульсов зависит от относительных деформаций и меняется в широких пределах – от одиночных импульсов на временном интервале несколько секунд в фоновый период до десятков и даже сотен импульсов в секунду в периоды деформационных изменений. Анализ энергии сигналов ГАЭ проводился для различных частотных диапазонов: 0.2...1 кГц, 1... 2 кГц, 2... 5 кГц, 5... 8 кГц, 8...12 кГц.

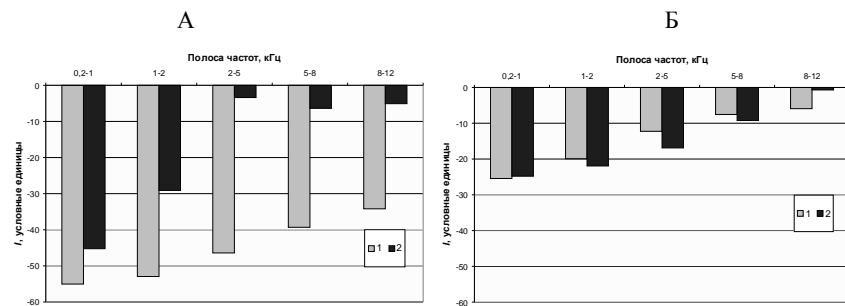


Рис. 3. Полная энергия сигналов геоакустической эмиссии в пределах 15-ти минутной реализации в различных частотных диапазонах: 1 – фон, 2 – в период наблюдения аномалии. А. ноябрь 2004 г. (событие произошло на удалении 160 км от станции, магнитуда  $M = 12.6$ ) Б. февраль 2007 г. (событие произошло на удалении 92 км от станции,  $M = 11.8$ ).

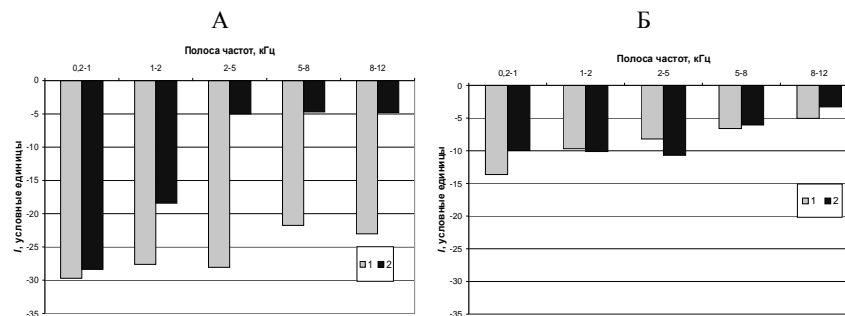


Рис. 4. Средняя энергии сигналов геоакустической эмиссии, приходящаяся на один импульс, в пределах 15-ти минутной реализации в различных частотных диапазонах: 1 – фон, 2 – в период наблюдения аномалии. А – ноябрь 2004 г. Б – февраль 2007 г.

Таким образом, при более мощном землетрясении происходит резкое увеличение, как полной энергии, так и энергии сигналов ГАЭ, приходящейся на один импульс, в более низкой области частот, но при этом наблюдается изменение энергии во всех частотных диапазонах; а при землетрясении с более низким классом значительное увеличение энергии наблюдается в высокочастотной области наблюдения.

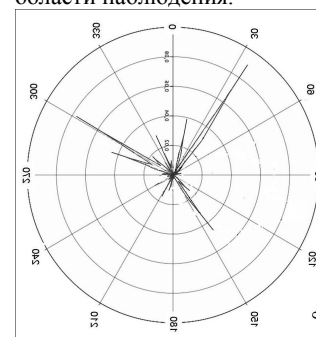


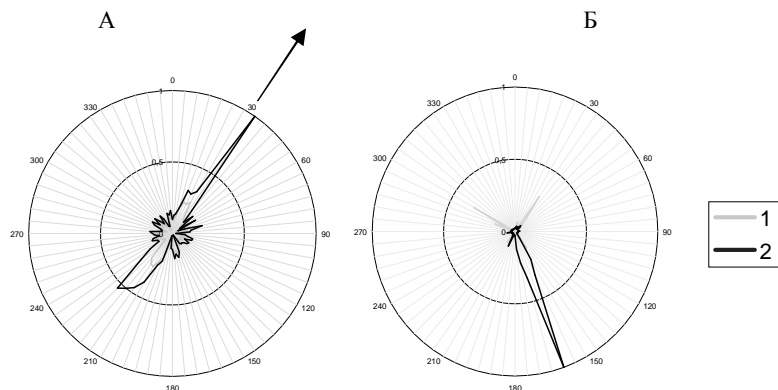
Рис. 5. Пример пространственного распределения направления прихода энергии импульсов ГАЭ: а) перед событием 11 февраля 2007 г. в период проявления аномалии; б) фоновые шумы для того же события.

Такое увеличение энергии высокочастотных импульсов можно объяснить нарастанием мелкого трещинообразования. В данном случае он происходит при напряжениях много меньше предела прочности среды и поэтому не имеет лавинообразного характера, как это бы наблюдалось в момент землетрясения.

Пеленги на землетрясения определялись на основе анализа траекторий движения частиц среды, соответствующих начальным участкам импульсных сигналов.

Для направленности прихода энергии, представленной на рис. 5, в период наблюдения аномалии пеленги группировались в диапазоне углов от 150 до 170 градусов по отношению к направлению на север с максимумом в направлении, хорошо соответствующем последовавшему менее чем через сутки землетрясению (рис. 5, а). В период отсутствия аномалий наблюдался разброс значения пеленга (рис. 5, б). Величина разброса, как показала сравнительный анализ изучения фона перед другими землетрясениями с энергетическим классом  $K_s > 10$ , была различна в различное время. Наиболее часто разброс по углу достигал 50-60 градусов, хотя иногда среднее направление прихода энергии оказывалось близким к направлению на будущее землетрясение.

Таким образом, фон может быть как относительно сильно флуктуирующим по направлению, так и иметь достаточно хорошо выраженную направленность. Поэтому характерным признаком готовящегося землетрясения является не пространственная анизотропия прихода энергии сигналов ГАЭ фоновых шумов, а проявление их аномалий в высокочастотной области спектра. Именно в этот период анизотропия пространственного распределения энергии прихода сигналов указывает на эпицентр готовящегося события.



Диаграммы направленности прихода акустических сигналов, определенные с учетом эллиптичности движения частиц в пределах 15-ти минутной реализации в различных частотных диапазонах: 1 – фон, 2 – в период наблюдения аномалии. А – ноябрь 2004 г. Б – февраль 2007 г. Стрелкой указано направление на место землетрясения.

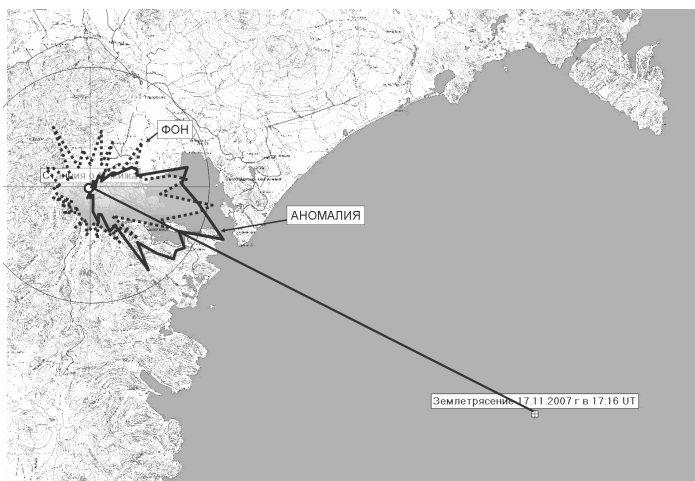


Рис. 6. Сравнительная характеристика направленности (в логарифмическом масштабе) прихода энергии сигналов ГАЭ для 20-минутных реализаций при наблюдении фона и в период проявления аномалии перед землетрясением 17 ноября 2007 г.

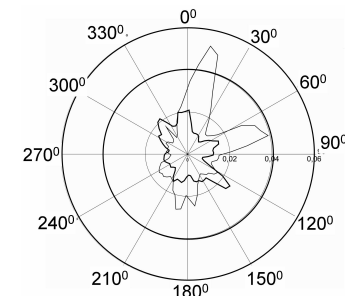


Рис. 7. Диаграммы направленности прихода акустических сигналов, определенные с учетом эллиптичности движения частиц в пределах 15-ти минутной реализации в различных частотных диапазонах: фон – жирная линия, аномалия – тонкая линия.

В качестве иллюстрации сказанного на рис. 6 приведено совмещенное на одном графике распределение направленности прихода сигналов геоакустической эмиссии для событий, произошедших в ноябре 2004 г. и феврале 2007 г.

Такое изменение диаграммы направленности фона в различные дни наблюдения можно объяснить сильными землетрясениями, произошедшими в период с 2005 по 2006 год, после которых появились новые разломы вблизи приемной системы (приход геоакустических сигналов фона теперь направлен на эти разломы).

Аналогичное распределение направления прихода энергии для события, произошедшего в декабре 2007 на фоне усредненной активности за декабрь 2007 года, приведено на рис. 7. Это возмущение длительностью семь часов было зарегистрировано перед землетрясением достаточно высокого класса – 11.6, произошедшим 15.12.2007 г. в 9:00 UT на эпицентральной расстоянии 175 км по направлению 114°.

Однако в ряде случаев наблюдалась ситуация, когда средняя направленность прихода энергии оказывалась практически перпендикулярно направлению на землетрясение (рис. 8).

Можно полагать, что в данном случае проявляется анизотропия излучения, связанная с наклоном оси максимального напряжения, порождающего распространение трещин в пространстве. Рассмотрим это на примере формирования диаграммы направленности сигналов геоакустической эмиссии для случая аномалии ГАЭ, зарегистрированной 10.11.2004 (рис. 8, а) перед землетрясением, произошедшим в тот же день. На приведенной иллюстрации хорошо заметно наличие двух секторов, расположенных по направлениям  $25 \pm 10$  и  $225 \pm 25$  градусов, с которых регистрируется большая часть излучения.

Если полагать, что интенсивность волн разряжения сдвигового источника достаточно мала, и что регистрируемый с указанных направлений сигнал преимущественно состоит из волн сжатия, то ось максимального напряжения, ориентированная перпендикулярно основным направлениям прихода акустического сигнала, должна быть наклонена под углом около 120 градусов.

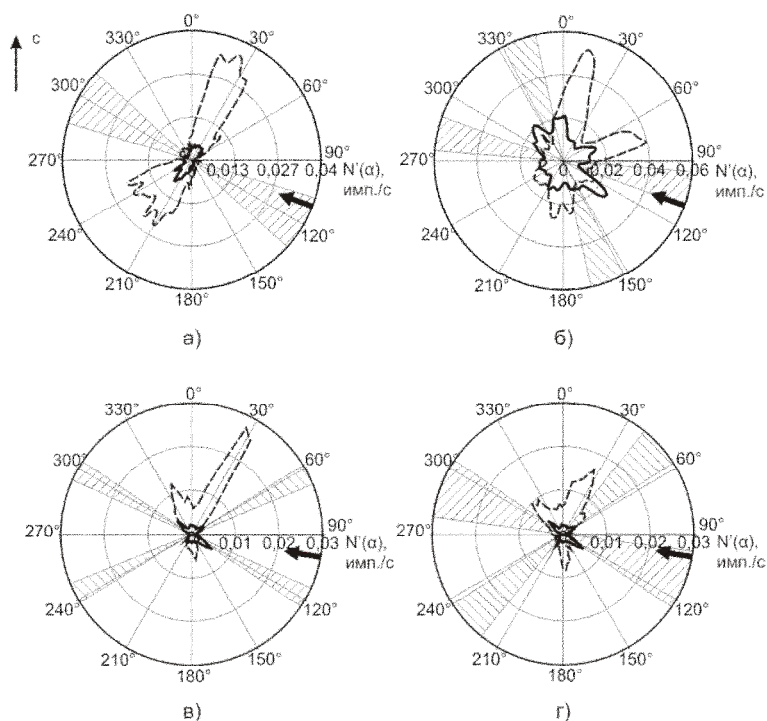


Рис. 8. Азимутальное распределение геоакустической активности возмущений 10.11.2004 (а) 14.12.2007 (б), 14.05.2008 (в) и 15.05.2008 (г). Пунктирной линией обозначена диаграмма  $N'(\alpha)$  возмущения, сплошной – фона этого же периода, заштрихованные области – оценка ориентации оси наибольшего сжатия, стрелками показаны азимуты землетрясений.

На рис. 8, б-г направленность геоакустической эмиссии более сложная – в данные периоды присутствуют по два хорошо отличимых направления наиболее интенсивно генерирующих геоакустический сигнал. Наличие данных максимумов свидетельствует о том, что в эти периоды присутствовали два направления сжатия, ориентированные в первом случае под углами 115 и 160 градусов, во втором и третьем – примерно 120 и 65 градусов. Такая неоднозначность пеленга, возможно, связана с тем, что сдвиговые источники генерируют акустические колебания, как в направлении оси сжатия, так и перпендикулярно ей. Высказанное выше предположение согласуется с результатами работы [9], в которой сообщается, что основное направление действия тектонических напряжений у побережья южной Камчатки равно 125 градусам. Однако данная проблема требует дополнительного изучения.

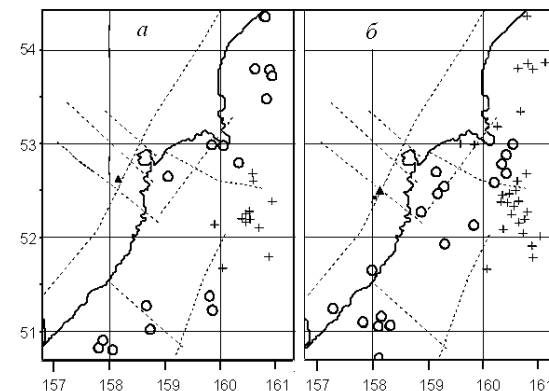


Рис. 9. Карта распределения событий, которые сопровождалась (○) и не сопровождалась (+) аномальными геоакустическими сигналами на озере Микижа (а) и в водоеме на р. Карымшина (б). Штрих-линии – положение разломов, ▲ – точка наблюдения.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключении отметим, что, по-видимому, аномальные геоакустические шумы, обусловленные напряжениями, возникающими при подготовке сильных сейсмических событий, и выступающие в качестве их оперативных предвестников, – существуют. При этом высокочастотный килогерцовый диапазон является наиболее информативным при наблюдении процессов трещинообразования. Пеленг зарегистрированных в водной среде сигналов, определяемый по направлению главной оси эллипса траектории движения частиц среды в волне (поляризации волны) с учетом фазы сигнала, регистрируемого каналом звукового давления, позволяет осуществлять локацию областей подготовки сейсмических событий.

Однако «правила», по которым надо осуществлять набор статистических данных и определять само место будущего землетрясения, требуют дополнительных исследований и уточнений.

Существует и еще одна важная проблема. На Камчатке происходит несколько землетрясений в месяц с  $K_S > 11$ . За год их набирается до полутора десятков. На рис. 9 кружками представлены данные о наблюдавшихся в период с 2002 по 2004 г. событиях, которые сопровождалась аномалиями геоакустической эмиссии в пунктах регистрации на оз. Микижа (рис. 9, а) и на р. Карымшина (рис. 9, б), крестиками – остальные события. Под отсутствием аномалий подразумевается слабое изменение количества импульсов, сравнимое со средним значением фоновых шумов. Около двух десятков событий сопровождалось наблюдением аномалий одновременно в двух пунктах. Для этих случаев появляется возможность локация областей подготовки сейсмических событий.

Обращает на себя внимание пространственная группировка событий, определяемая, неоднородностью условий распространения деформаций, которая может быть связана с наличием разломов, показанных на рис. 9 штрих-линиями.

Когда событие находится в зоне плохой «слышимости», геоакустическая эмиссия выражена слабо, а прием сигналов – неуверенный.

Таким образом, отсутствие выраженной аномалии геоакустической эмиссии в точке наблюдения, скорее всего, связано преимущественно с нахождением приемной системы в зоне «неслышимости», а не с отсутствием самого эффекта. Это, в свою очередь, означает, что для уверенной регистрации аномалий сигналов геоакустической эмиссии требуется сеть разнесенных в пространстве приемных станций, работающих в диапазоне частот до 10...11 кГц.

### Литература

1. *Гордиенко В.А.* Векторно-фазовые методы в акустике. М.: Физматлит, 2007. 480 с.
2. *Гордиенко В.А. и др.* Биологические предвестники природных катастроф и векторные звукоприемники у биообъектов// Тез.докл. 4-й Всероссийск. Научн. конф. «Физические проблемы экологии», М.: изд-во МГУ, 2004.
3. *Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Купцов А.В. и др.* Геоакустическая локация областей подготовки землетрясений// ДАН, 2006. Т.406, № 6. С. 669 – 672.
4. *Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Маратулец Ю.В., Щербина А.О.* Высокочастотные оперативные предвестники землетрясений. 15-й том сборника Физические проблемы экологии (Экологическая физика), сб. научн. трудов. – М.: МАКС Пресс, 2008. №15. С. 70-81.
5. *Беляков А.С. и др.* Акустическая эмиссия в верхней части земной коры. Физика Земли. 1991. № 10. С. 79 – 84.
6. *Виноградов С.Д. и др.* Физическая природа разрыва и излучение сейсмических волн// Физические процессы в очагах землетрясений. М. Наука. 1980. С. 129-140.
7. *Соболев А.Г., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники., М.: Наука. 2003. 270 с.
8. *Моргунов В.А. и др.* Геоакустический предвестник Спитакского землетрясения// Вулканология и сейсмология. 1991. №4 С. 104 – 106.
9. *Короновский Н.В.* Напряженное состояние Земной коры. // Соросовский образовательный журнал, 1997, №1, С. 50-56.