



УДК 550.34+350.34+621.03+622.83

## ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПРИ ВЫБОРЕ ПЛОЩАДКИ И ОБОСНОВАНИИ СТАБИЛЬНОСТИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПРИ ЭКСПЛУАТАЦИИ АС

Бугаев Е.Г., д.т.н. (ФБУ «НТЦ ЯРБ»), Спивак А.А., д.ф.-м.н.,  
Соловьев С.П., д.ф.-м.н. (Институт геодинамики РАН)

Анализ состояния изученности природных процессов, явлений, факторов и методов прогноза катастрофических событий указывает на актуальность разработки единых нормативных критериев и требований к материалам обоснования безопасности ОИАЭ. На основе результатов инструментальных наблюдений за геофизическими полями на границе земная кора – атмосфера демонстрируется возможность использования пространственных и временных вариаций эманационного поля радона, электрического поля в приземном слое и спектральных характеристик микросейсмических колебаний для картирования разломных зон, их ранжирования по степени деформируемости, выявления участков, характеризующихся наличием подземных неоднородностей с контрастными свойствами. Для характеристики геодинамического режима земной коры предлагается привлекать данные, связанные с откликом среды на слабые внешние воздействия в виде твердого прилива, а также результаты анализа последствий катастрофических событий.

► **Ключевые слова:** АС, разлом, геофизические поля, геодинамика.

## PROSPECTS OF USE OF GEOPHYSICAL FIELDS AT A CHOICE OF A SITE AND JUSTIFICATION OF STABILITY OF GEODYNAMIC AND SEISMIC CONDITIONS AT PNS OPERATION

Bugaev E., Phd (SEC NRS), Spivak A., Phd, Soloviev S., Phd

The analysis of a condition of study of natural processes, the phenomena and factors and methods of the forecast of catastrophic events indicates relevance of development of uniform standard criteria and requirements to materials of justification of safety of OIAE. On the basis of results of instrumental observations over geophysical fields on boundary between Earth's crust and atmosphere is shown possibility of use of spatial and temporary variations of an emanation field of radon, electric field in a surface layer of atmosphere and spectral characteristics of microseismic noise for mapping of the fault zones, their ranging on degree of deformability, identification of the sites with underground heterogeneities, which were characterized contrast properties. For the characteristic of a geodynamic regime of crust it is offered to use the data connected with a response of the solid medium on weak external influences in the form of lunar-solar tide, and also results of the analysis of consequences of catastrophic events.

► **Key words:** NPP site, fault, geophysical fields, geodynamics.

## Введение

За более чем полувековой период существования атомной энергетики в мировой и отечественной практике накоплен значительный опыт изысканий и исследований для обоснования безопасного размещения АС и разработана система нормативных документов в области использования атомной энергии, содержащих критерии и требования к обеспечению безопасности АС [1]. Обеспечение долговременной безопасной эксплуатации АС связано с необходимостью оценки и диагностики геодинамического состояния локальных участков земной коры как на стадии выбора площадки для сооружения АС, так и на стадии контроля их стабильности в процессе сооружения и эксплуатации АС (НП-064-05). К неблагоприятным факторам, препятствующим безопасной эксплуатации АС, в первую очередь, относится наличие естественной иерархической структуры земной коры, присутствие зон пониженной прочности и относительно высокой подвижности пород (тектонические разломы, трещины разного уровня, линейные формы и т.д.). Естественная иерархическая структура земной коры определяет сложные деформационные процессы, протекающие в массивах горных пород блочного строения, вызывает изменение напряженно-деформированного состояния среды [2] и проявляется в естественных геофизических процессах<sup>1</sup> при техногенных воздействиях<sup>2</sup>.

Основными задачами при выборе площадок размещения АС, согласно действующим нормативным документам (НП-031-01; НП-032-01; НП-064-05; РБ-019-01), являются картирование разломных зон земной коры, их ранжирование по степени современной активности, а также определение амплитуды возможных дифференциальных движений блочных структур при внешних воздействиях естественного и техногенного происхождения [3].

Прогнозирование влияния и возможных последствий внешних воздействий для целостности, механической устойчивости и запроектной деформируемости несущего основания охраняемых объектов представляет собой задачу геодинамического и сейсмического обеспечения условий их долговременной безопасной эксплуатации.

Традиционно перечисленные выше задачи

решались на основе методов пассивной и активной сейсмологии [4], [5], [6], [7], [8]. Это отражено в федеральных нормах и правилах, согласно которым не допускается размещение АС на площадках, пересекаемых активными разломами и характеризующихся сейсмичностью 9 баллов и более. При наличии на площадке неблагоприятных процессов, явлений и факторов, например зон тектонических нарушений, районов развития карста (термокарста), территорий с заброшенными горными и другими выработками, должны быть разработаны организационные и технические меры обеспечения безопасности (НП-032-01) и обеспечен контроль стабильности параметров среды, принятых в проектной основе при сооружении и эксплуатации АС (НП-064-05). Совершенствование имеющихся и разработка новых перспективных методов диагностики и контроля геодинамического состояния локальных участков земной коры, включая изменения в структуре среды, может происходить как на основе дальнейшего расширения возможностей сейсмических методов [9], [10], [11], так и на основе использования информации о других геофизических полях [12], [13], [14].

Анализ параметров сейсмического режима до и после катастрофического землетрясения 11 марта 2011 г. у восточного побережья о. Хонсю (Япония) позволил установить нестационарность графиков повторяемости землетрясений во времени и пространстве. Графики повторяемости, рассчитанные для территории радиусом 150 и 300 км и периода наблюдений 49 лет, отражают долговременные параметры сейсмического режима, подчиняются закону Гутенберга-Рихтера, устанавливающему соотношение количества сильных и слабых землетрясений, и имеют углы наклона, близкие к 1,0. Их отличие определено уменьшением наклона графика и увеличением его уровня в диапазоне магнитуд 7 и выше при уменьшении радиуса территории наблюдений, что указывает на повышение напряженно-деформированного состояния среды. Анализ графиков повторяемости форшоков, предшествующих главному событию и приуроченных к зоне максимальных напряжений в области подготовки катастрофического события, подтвердил тенденцию увеличения уровня графика повторяемости и уменьшение его наклона до 0,5 перед главным событием. При этом после главного события

<sup>1</sup> Волны деформаций различной природы, сейсмические воздействия, циклоническая деятельность в атмосфере и т.д.

<sup>2</sup> Ведение крупномасштабного строительства (в том числе самого объекта), взрывная добыча полезных ископаемых, взрыв различного назначения и т.д.

в области снятия напряжений и проявления афтершоковой активности наклон графика возрос до 1,4 [11]. Выполненный анализ указывает на актуальность исследования не только региональных, но и локальных геодинамических и сейсмологических процессов для установления критериев принятия решения о возможности запроектных катастрофических событий.

Результаты инструментальных геофизических наблюдений указывают на то, что электрические поля в приземном слое атмосферы и на приповерхностных участках земной коры, а также вариации геомагнитного поля и поля радоновых эманаций позволяют выявлять эффекты, связанные с изменением структуры среды, деформационных характеристик разломных зон, режима протекающих в среде геодинамических процессов [15], [16], [17]. Инструментальные геофизические наблюдения, как и мониторинговые сейсмологические наблюдения, представляют важный практический интерес при изучении условий размещения и контроле стабильности природной среды.

В настоящей работе рассматривается расширение возможностей применяемых в настоящее время методов диагностики геодинамического состояния локальных участков земной коры с привлечением данных, получаемых при мониторинге геофизических полей.

### Совершенствование сейсмического метода диагностики и контроля стабильности среды

Используемый в настоящее время сейсмический метод диагностики земной коры связан, в первую очередь, с оценкой локальной сейсмичности района, в котором планируется строительство или располагается охраняемый объект, либо максимально возможной сотрясаемости сооружения или объекта в результате сейсмического воздействия удаленных землетрясений. Постоянный контроль сейсмического режима ближнего района выполняется в период его эксплуатации с целью получения информации о произошедшем динамическом событии и его энергетических параметрах, а также учета этой информации для оценки в реальном времени текущей сейсмической опасности и установления ее соответствия долговременной сейсмической опасности, определяемой при проведении изысканий для выбора площадки. Совместный анализ долговременной и текущей сейсмической опасности позволяет принять решение о вероятности возникновения нежелательных последствий (в том

числе отдаленных) и, при необходимости, выдать рекомендации на реализацию мер по предупреждению аварийных или даже опасных ситуаций, связанных с возможными разрушениями сооружения, его отдельных элементов, либо нарушением режима функционирования объекта при запроектных воздействиях.

Особенности сейсмического фона, связанные с наличием дискретной составляющей в виде слабых сейсмических импульсов релаксационного типа (далее – ИРТ) [8], позволяют ранжировать отдельные участки земной коры по интенсивности релаксационных процессов. Дискретную составляющую можно характеризовать количеством импульсных сигналов, сопровождающих релаксацию блоков, и их амплитудой. Опыт показывает, что разломные зоны, либо их активные на современном этапе участки хорошо маркируются очагами микросейсмических импульсов. Основные задачи и специфика сейсмологических наблюдений на участках размещения АС в пределах слабоактивной территории Восточно-Европейской платформы рассмотрены на основе использования малоапертурных сейсмических групп, обеспечивающих возможность регистрации сейсмических событий от микроземлетрясений с  $M = -1$  и более до ощутимых и сильных землетрясений с  $M = 3,5$  и выше [18]. В качестве примера на рис. 1 приведены результаты сейсмических наблюдений, выполненных на южной окраине Московской синеклизы.

Данные рис. 1 свидетельствуют о локализации очагов импульсных событий релаксационного типа с сейсмической энергией, превышающей  $\sim 5 - 10$  Дж, в зонах влияния разломов разного порядка. Более того, со временем кластеризация очагов и амплитудные параметры импульсных событий могут изменяться. Величина этих изменений характеризует изменение напряженно-деформированного состояния разных участков разломных зон [19], которое, в свою очередь, может приводить к консолидации среды и изменению параметров сейсмического режима, как это было отмечено выше. При этом важно при проведении сейсмологического мониторинга не ограничиваться получением традиционных параметров очагов землетрясений (время, координаты, магнитуда, глубина очага), но и определять и включать в каталог такие параметры, как амплитуда подвижки и размер очага.

Сейсморезонансный метод определения положения подземных контрастных неоднородностей, например карстовых полостей, позволяет существенно расширить возможности сейсмического

метода оценки структуры земной коры на ее приповерхностных участках. Действительно, наличие скрытой подземной неоднородности, характеризующейся отличными от окружающей среды механическими свойствами, вызывает изменение спектральных характеристик сейсмического шума в эпицентральной зоне. Сейсмическая регистрация, выполненная вдоль профиля, пересекающего контролируемый участок земной коры, либо участок, на котором предполагается наличие подземной неоднородности, позволяет оценивать не только положение ее эпицентра, но также характерные пространственные размеры.

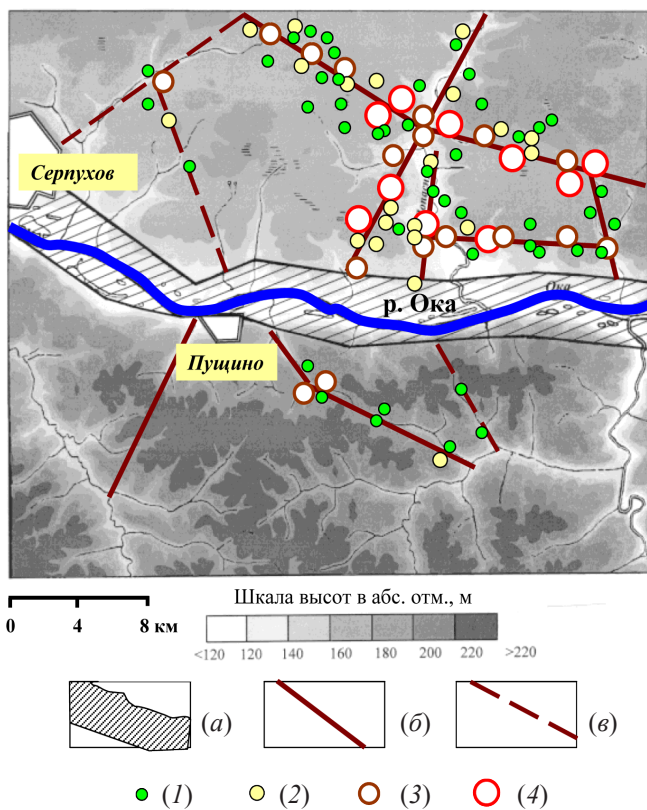


Рис. 1. Тектоническое строение и локализация очагов ИРТ, зарегистрированных в течение 3-х суток на Приокском участке Нелидово-Рязанской тектонической структуры (а); (б) и (в) – оперяющие тектонические нарушения соответственно II и III порядка; размер кружка отражает разную величину энергии ИРТ, Дж: (1) – менее 10; (2) – 10–20; (3) – 20–40; (4) – свыше 40

Положения эпицентра подземной неоднородности можно оценивать, например, по увеличению амплитуды спектральной плотности мощности

колебаний в диапазоне частот 5–15 Гц, как это показано на рис. 2. По мере приближения к эпицентру наблюдается увеличение спектральной плотности сейсмического шума.

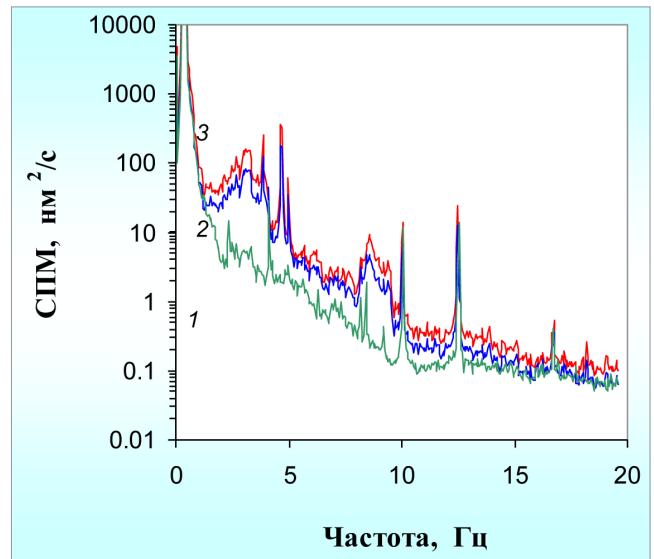


Рис. 2. Спектральная плотность мощности сейсмического шума в эпицентральной зоне подземной неоднородности размером ~ 100 м, расположенной на глубине 500 м; эпицентральное расстояние, м: (1) – 1000; (2) – 500; (3) – 200

Другим параметром, который реагирует на наличие подземной неоднородности, является отношение энергий микросейсмического шума в двух отличающихся диапазонах частот (фактор наполненности спектра высокими частотами). В качестве примера на рис. 3 приведены результаты расчета отношения энергий сейсмического шума для профиля, пересекающего эпицентр подземной неоднородности. Видно, что в эпицентре наполненность спектра высокими частотами заметно выше.

Также для определения эпицентра подземной неоднородности допустимо привлекать данные о соотношении между амплитудами вертикальной и горизонтальной компонент сейсмического шума<sup>3</sup> – параметр, используемый в методе Накамуры для определения характеристик слоистой среды. Действительно, в эпицентральной зоне подземной неоднородности, как это видно на рис. 4, относительная величина горизонтальной компоненты выше.

<sup>3</sup> В этом случае анализируется отношение среднеквадратичных значений горизонтальной и вертикальной компонент колебаний, вычисленных за определенный интервал времени.

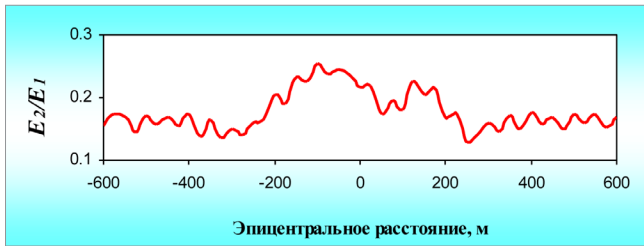


Рис. 3. Отношение энергии фоновых микроколебаний  $E_1$  и  $E_2$  в частотных диапазонах, соответственно 2–11 Гц и 12–22 Гц в эпицентральной зоне подземной неоднородности размером  $\sim 50$  м, расположенной на глубине 450 м

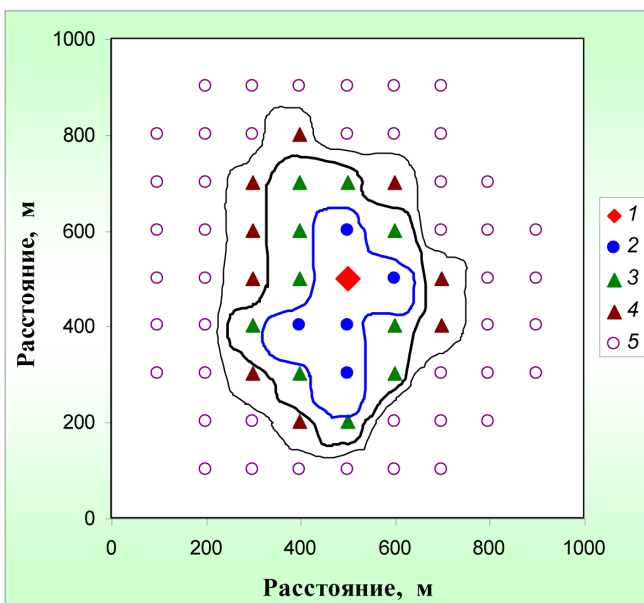


Рис. 4. Отношение горизонтальной компоненты сейсмического фона к вертикальной (параметр Накамуры,  $K$ ) в эпицентральной зоне подземной неоднородности размером  $\sim 100$  м, расположенной на глубине  $\sim 500$  м; значения параметра  $K$ : (2)  $\rightarrow 1,4$ ; (3)  $- 1,25 \div 1,4$ ; (4)  $- 1,15 \div 1,25$ ; (5)  $- < 1,25$ ; (1) – положение эпицентра неоднородности

В случаях высокой контрастности механических характеристик подземной неоднородности, как это наблюдается, например в сухих карстовых полостях, положение эпицентра характеризуется наличием квазимонохроматических составляющих сейсмического шума (возникновением узких спектральных пиков в спектре), либо увеличением пиковой амплитуды монохроматических составляющих относительно фоновых значений спектра. Это хорошо продемонстрировано на рис. 5, из которого видно, что по мере приближения к эпицентру подземной неоднородности возникает спектральный пик с частотой около 11,8 Гц и наблюдается

значительное увеличение относительной амплитуды спектральных пиков на частотах 8,4 и 16,7 Гц.

После определения эпицентра подземной неоднородности можно на основе выполнения дополнительных исследований (бурение скважины, сейсмическая томография и т.д.) оценивать глубину залегания неоднородности. По данным о глубине залегания и размерам области, в которой отмечены аномальные вариации спектральных характеристик сейсмического шума, можно с использованием расчетных методов [9] оценивать горизонтальный характерный размер неоднородности, а в ряде случаев оценивать и степень контрастности механических свойств заполнителя по отношению к окружающему массиву горных пород.

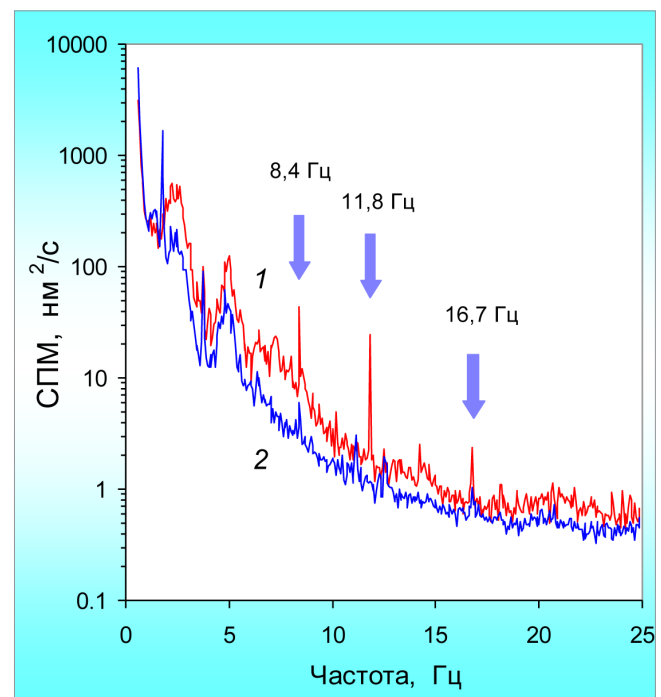


Рис. 5. Спектральная плотность мощности сейсмического шума в эпицентральной зоне подземной неоднородности размером  $\sim 100$  м, расположенной на глубине 500 м; эпицентрального расстояния, м: (1) – 100; (2) – 500

В качестве одного из дополнительных критериев наличия зон повышенной деформируемости можно привлекать особенности отклика сейсмического шума в зоне влияния разлома на слабое возмущение в виде твердого прилива. Действительно, как показывают результаты инструментальных наблюдений, временные вариации амплитуды сейсмического фона в некотором, характерном для данного региона, диапазоне частот характеризуются (с известным временным опережением) значимой корреляцией с величиной приливной силы [16].

Причем амплитуда указанных вариаций в зоне разлома значительно превышает амплитуду вариаций на внутренних участках структурных блоков (рис. 6).

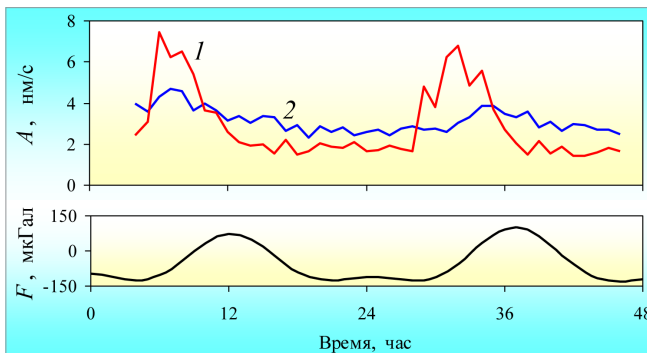


Рис. 6. Временные вариации среднеквадратичной амплитуды микросейсмического шума  $A$  в диапазоне частот 7 – 10 Гц в зоне влияния глубинной тектонической структуры (1) и вне ее (2) в сравнении с вариациями приливной силы  $F$

### Картирование разломных зон и оценка степени деформируемости локальных участков земной коры на основе анализа пространственных и временных вариаций геофизических полей

Поле радоновых эманаций. Весьма информативным при картировании разломных зон, а также при оценке уровня их возможной деформируемости и степени нарушенности материала-заполнителя является метод радоновых эманаций, который заключается в определении объемной активности подпочвенного радона вдоль нескольких профилей, пересекающих контролируемый участок земной коры.

Разломные зоны, проявляющиеся, в том числе и на приповерхностных участках земной коры в виде зон повышенной проницаемости, характеризуются повышенными эманациями радона (рис. 7). При этом относительная величина эманационных аномалий, по сравнению с фоновыми значениями объемной активности радона на конкретном участке земной коры, может характеризовать степень контрастности разлома, т.е. величину отличия свойств материала-заполнителя разлома от свойств вмещающей среды. Пространственный размер зоны, в которой отмечаются повышенные значения радоновых эманаций, с известным приближением определяет зону влияния разлома.

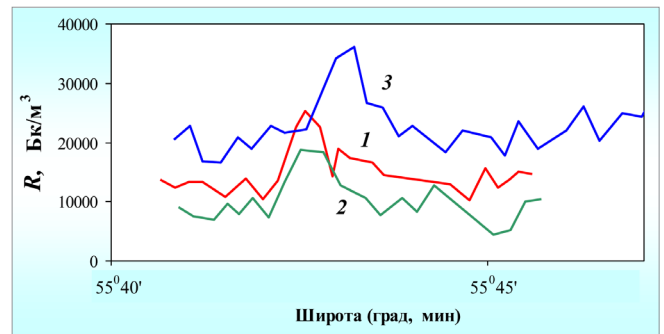


Рис. 7. Вариации объемной активности подпочвенного радона  $R$  вдоль трех субмеридианных профилей, пересекающих Ногинский тектонический разлом субширотного простирания (положение срединного участка разлома обозначено вертикальной стрелкой); средняя долгота: (1) – 38,3°E; (2) – 38,4°E; (3) – 38,5°E

Локальное повышение уровня радоновых эманаций может быть обусловлено не только наличием разломных зон, но также неравномерностью пространственного распределения интенсивности подземных источников радона и разной глубиной их залегания. Поэтому для повышения достоверности картирования разломов следует привлекать данные о временных вариациях объемной активности подпочвенного радона, которые вызываются внешними возмущениями, например в виде твердоприливной деформации земной коры или барических вариаций в приземном слое атмосферы [17]. При этом естественно предполагать, что зоны реально существующих разломов испытывают существенно большие деформации по сравнению с более консолидированными участками среды вне зоны их влияния. Это хорошо демонстрирует рис. 8, на котором совместно с пространственными вариациями объемной активности радона  $R$  приведена величина изменения интенсивности радоновых эманаций вследствие действия приливной силы, которую допустимо характеризовать коэффициентом приращения:

$$K_R = \frac{R_{max}}{R_{min}}$$

где  $R_{max}$  и  $R_{min}$  – максимальное и минимальное суточное значение объемной активности подпочвенного радона, зарегистрированные в конкретном пункте за вычетом тренда, связанного с вариацией атмосферного давления.

Точка  $A$  на рис. 8 соответствует реальному расположению срединной линии разлома, максимум вариации  $R$  в точке  $B$  связан с повышенной интенсивностью источника радона (в точке  $B$  отсутствует

необходимая реакция среды в виде ее разуплотнения в приливной волне, что является характерной особенностью структурных нарушений).

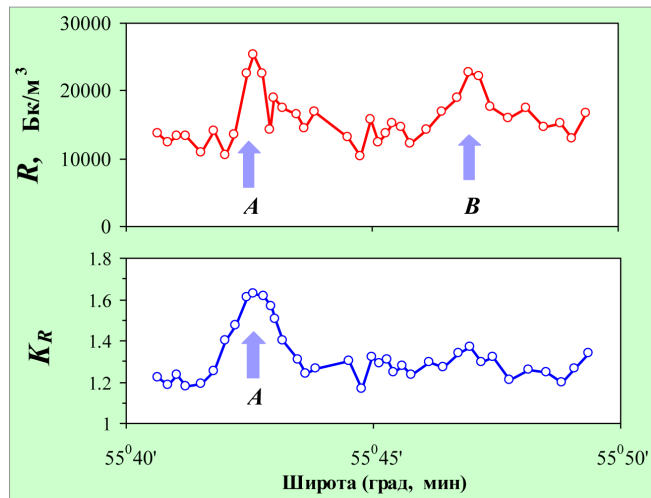


Рис. 8. Вариация объемной активности подпочвенного радона  $R$  и относительный коэффициент ее приращения  $K_R$  в приливной волне вдоль профиля 1

Электрическое поле в приземном слое атмосферы. Как показывают измерения, выполненные на разных участках земной коры, разломные зоны проявляются пониженными амплитудами атмосферного электрического поля. В качестве примера на рис. 9 представлены пространственные вариации электрического поля в приземном слое атмосферы в зонах влияния Курайского разлома (Горный Алтай) и Тункинской тектонической структуры, состоящей из двух субпараллельных разломов, окаймляющих Тункинскую долину на севере и юге.

Из рис. 9 следует, что амплитуда вертикальной компоненты электрического поля у земной поверхности существенно падает в окрестности разломных зон. Одной из основных причин, объясняющих указанный эффект, является повышенная эманация радиоактивного радона в зонах разломов. Вследствие этого наблюдается значимая корреляция амплитуды электрического поля в приземном слое атмосферы и объемной активности подпочвенного радона при стабильных метеоусловиях (отсутствие осадков, повышенной влажности, ветра и плотной облачности)<sup>4</sup>. Для сравнения на рис. 9 помимо величины  $E$  приведены результаты регистрации объемной активности подпочвенного радона вдоль профилей, пересекающих разломные зоны. Важно

отметить, что немонотонные пространственные изменения регистрируемых величин вдоль профиля, пересекающего Курайский разлом (рис. 9 (а)), отражают его сложную внутреннюю структуру (отчетливо выделяются два участка I и II повышенной проницаемости, разделенные менее нарушенным участком III).

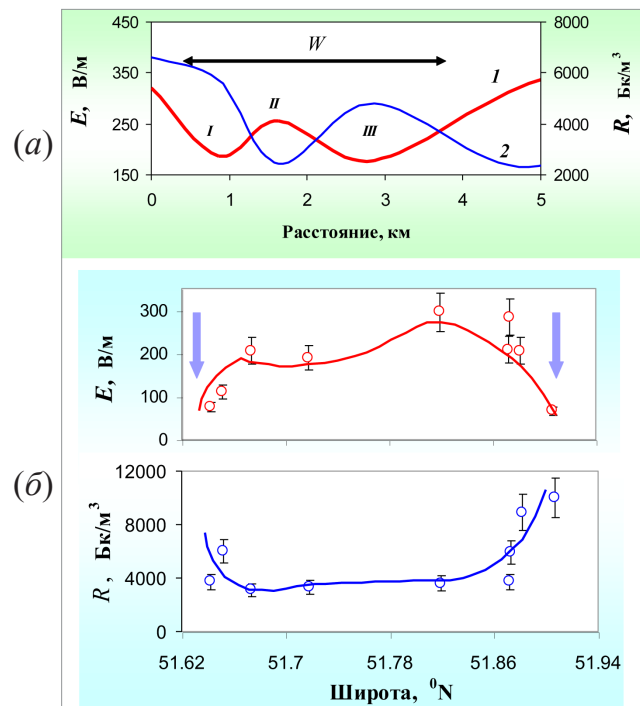


Рис. 9. Амплитуда вертикальной компоненты электрического поля у земной поверхности  $E$  и объемной активности подпочвенного радона  $R$  вдоль профилей, пересекающих разломные зоны:  
(а) – Курайский разлом (Горный Алтай) шириной  $W$ ;  
(б) – Тункинская рифтовая зона (вертикальными стрелками обозначено положение разломов, окаймляющих Тункинскую долину с севера и юга)

### Заключение

Комплексирование геофизических методов мониторинга природной среды позволит выявить критерии прогноза места, силы и времени катастрофического события для своевременной выдачи рекомендаций на реализацию организационных и технических мер обеспечения безопасности и для снижения радиационных последствий.

Постоянно накапливаемая информация о поведении геофизических полей в приповерхностной зоне Земли предоставляет широкие возможности

<sup>4</sup> Опыт многочисленных измерений свидетельствует о том, что при сложных метеоусловиях величина электрического поля у земной поверхности определяется плотностью грозовых облаков, интенсивностью осадков, завихренностью воздушных масс в результате ветровых возмущений.

для совершенствования имеющихся и разработки новых перспективных методов оценки структуры земной коры и ее геодинамического режима. Так, возможности широко используемого в настоящее время метода диагностики локальных участков земной коры на основе сейсмических измерений могут быть существенно расширены за счет привлечения информации, касающейся дискретной составляющей сейсмического шума и его специфических спектральных характеристик, связанных с резонанс-

ными процессами в среде неоднородного строения. Анализ имеющихся данных, полученных в результате наблюдений за полем радоновых эманаций и электрическим полем в приземном слое атмосферы, свидетельствует о принципиальной возможности их использования для картирования контрастных зон земной коры (тектонические разломы, карстовые полости и т.д.), а также при диагностике геодинамического состояния отдельных массивов горных пород.

### Литература

1. Бедняков В.Г., Бугаев Е.Г., Гусельцев А.С., Силаева Л.Ф., Фихиева Л.М. Учет внешних природных и техногенных воздействий на площадках размещения объектов использования атомной энергии. Ядерная и радиационная безопасность. Специальный выпуск, 2012.
2. Адушкин В.В., Спивак А.А., Локтев Д.Н., Спунгин В.Г. Геодинамические факторы при обеспечении долговременного безопасного захоронения радиоактивных отходов. Вопросы радиационной безопасности, № 3, 1996.
3. Адушкин В.В., Спивак А.А. Контроль механической устойчивости массива скальных пород при строительстве и эксплуатации подземных захоронений РАО и подземных АЭС. Энергетическое строительство, № 5, 1993.
4. Адушкин В.В., Спивак А.А., Локтев Д.Н. Диагностика массивов горных пород территории ПО «Маяк» на основе результатов мониторинга релаксационных процессов. Вопросы радиационной безопасности, № 1, 1997.
5. Алешин А.С. Сейсмическое микрорайонирование особо ответственных объектов. М.: Светоч Плюс, 2010.
6. Аракелян Ф.О. Методика и результаты исследований сейсмической опасности площадок АЭС. Ереван: ЕГЕЯ, 2009.
7. Спивак А.А., Дубиня В.А., Спунгин В.Г., Ферапонтова Е.Н. Контроль механического состояния горного массива на основе микросейсмической информации. Контроль скального массива при долговременной эксплуатации крупногабаритных подземных сооружений. Апатиты: КНЦ РАН, 1993.
8. Спивак А.А., Спунгин В.Г. Определение действующих напряжений и особенностей деформирования блочных структур на основе регистрации микроколебаний геологической среды. Геоэкология, № 4, 1998.
9. Спивак А.А., Лукишов Б.Г. Сейсморезонансные методы обнаружения контрастных зон в земной коре. Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2007.
10. Спивак А.А. Оценка жесткости разломных зон земной коры на основе сейсмических данных. Физика земли, 2011.
11. Бугаев Е.Г. Учет редких сейсмических событий при обосновании безопасного размещения атомных станций. Вопросы инженерной сейсмологии, № 3, Т. 38, 2011.
12. Адушкин В.В., Спивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Соловьев С.П. Динамические процессы в системе взаимодействующих геосфер на границе земная кора-атмосфера. Физика Земли, № 7, 2006.
13. Лосева Т.В., Кузьмичева М.Ю., Спивак А.А. Электрические и магнитные сигналы при стесненных движениях блоков земной коры. Доклады академии наук, № 5, Т.432, 2010.
14. Спивак А.А., Кожухов С.А., Сухоруков М.В., Харламов В.А. Эманация радона как индикатор интенсивности межгеосферных взаимодействий. Физика Земли, № 2, 2009.
15. Соловьев С.П., Спивак А.А. Электромагнитные сигналы в результате электрической поляризации при стесненном деформировании горных пород. Физика Земли, № 4, 2009.
16. Спивак А.А. Особенности геофизических полей в разломных зонах. Физика Земли, № 4, 2010.
17. Спивак А.А., Шувалов В.В. Вариации радоновых эманаций как характеристика степени деформируемости разломных зон. Динамические процессы в геосферах. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2011.
18. Бугаев Е.Г., Кишкина С.Б., Санина И.А. Особенности сейсмического мониторинга районов размещения объектов атомной энергетики на Восточно-Европейской платформе. Ядерная и радиационная безопасность, №3, 2012.
19. Спивак А.А., Кишкина С.Б. Исследование микросейсмического фона с целью определения активных тектонических структур и геодинамических характеристик среды. Физика Земли, № 7, 2004.

