

О ФИЗИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ КОМПЛЕКСНОГО СКВАЖИННОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НАПРЯЖЕННО – ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ГЕОСРЕДЫ

Гаврилов В.А.¹, Пантелеев И.А.², Рябинин Г.В.³

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, vgavr@kscnet.ru*

² *Институт механики сплошных сред УрО РАН, г. Пермь, ria@icmm.ru*

³ *Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, gena@emsd.ru*

Эффект модулирующего воздействия внешнего электромагнитного излучения (ЭМИ) на интенсивность геоакустических процессов был ранее выявлен по данным многолетних скважинных геоакустических и электромагнитных измерений, проводимых на территории Петропавловск - Камчатского геодинамического полигона [2,3,4,13]. В данной работе представлены результаты исследований, основной целью которых являлось изучение физических причин и механизмов указанных эффектов как основы для разработки новых методов комплексного геофизического мониторинга напряженно - деформированного состояния геосреды и прогноза землетрясений.

Основываясь на представлениях о блочном иерархическом строении флюидонасыщенной геосреды [6] рассмотрим наиболее реальный, на наш взгляд, физический механизм, обуславливающий эффект модуляции уровня геоакустической эмиссии (ГАЭ) внешним электромагнитным излучением (ЭМИ). Предположим, как это делается в большинстве случаев, что геосреда имеет двойную пористость и состоит из слабопроницаемых блоков, разделенных более проницаемыми перегородками и каналами.

В сейсмически спокойные периоды фоновый уровень ГАЭ на глубинах установки геофонов (210 - 1012 м) определяется, в основном, шумами процессов переупаковки, фрагментации, компакци и растрескивания флюидонасыщенной геосреды под воздействием тектонических напряжений, литостатического давления, сейсмических волн и приливов. В объеме геосреды наличие ионопроводящего флюида в порово-трещинном пространстве вызывает появление двойных электрических слоев (ДЭС) на границах раздела флюид - минеральный скелет горной породы. Плотность зарядов ДЭС на каждом таком контакте оказывает существенное суммарное влияние на уровень ГАЭ. С увеличением плотности зарядов ДЭС возрастает коэффициент трения для межфазных границ, что приводит к процессу торможения переупаковки, фрагментации, растрескивания и вызывает уменьшение уровня ГАЭ. Также с ростом плотности зарядов ДЭС увеличивается величина критического коэффициента интенсивности напряжений для каждой из трещин [10], определяющего критический уровень напряжений, необходимых для начала роста трещины, что в свою очередь также ведет к уменьшению уровня ГАЭ.

Изменение величин зарядов ДЭС на границах раздела жидкой и твердой фаз в флюидонасыщенной геосреде определяется плотностью тока, переносящего заряды в ионосодержащем флюиде (электролите). Будем считать, что заполняющий геосреду флюид является бинарным электролитом. Тогда при наличии внешнего электрического поля с напряженностью \vec{E} и градиента порового давления ∇P плотность суммарного тока \vec{j} во флюидонасыщенной среде будет суммой трех векторных величин: плотности тока проводимости \vec{j}_E , плотности диффузионного тока \vec{j}_D и плотности тока электрокинетической природы \vec{j}_{ek} [9,12,15]:

$$\vec{j} = \vec{j} + \vec{j}_D + \vec{j}_{ek} \quad (1)$$

При наличии внешнего электрического поля с напряженностью \vec{E} плотность тока проводимости в среде с удельной электропроводностью σ будет:

$$\vec{j}_E = \sigma \vec{E}. \quad (2)$$

Плотность диффузионного тока для случая бинарного электролита можно представить в виде [9]:

$$\vec{j}_D = D_+ \nabla n_+ - D_- \nabla n_-, \quad (3)$$

где n_+, n_- - концентрации катионов и анионов ($K_л/м^3$), D_+, D_- - соответствующие коэффициенты диффузии ($м^2/с$), ∇ - набла-оператор.

Согласно [12,15] выражение для результирующей плотности тока электрокинетической природы имеет вид:

$$\vec{j}_{ek} = \vec{j}_{conv} - \vec{j}_{cond} = -\frac{\epsilon_p \zeta}{F \eta} \nabla P - \sigma \nabla \varphi, \quad (4)$$

где σ - удельная электропроводность флюидонасыщенной породы, ϵ_p - диэлектрическая постоянная флюида, η - динамическая вязкость флюида, ζ - дзета-потенциал, определяющий плоскость скольжения в ДЭС, P - поровое давление, φ - потенциал течения, F - геометрический фактор, показывающий насколько удельная электропроводность насыщенной флюидом породы отличается от удельной электропроводности самого флюида, т.е. $F = \frac{\sigma_f}{\sigma}$, где σ_f - удельная электропроводность флюида. Фактор F зависит от геометрии порово-трещинного пространства породы и задается соотношением Арчи-Дахнова

$$F \approx \phi^{-m}, \quad (5)$$

где ϕ - пористость среды, m - степень седиментации породы.

Первое слагаемое в правой части выражения (4) – плотность конвективного тока \vec{j}_{conv} , вызванного увлечением ионного слоя ДЭС течением флюида. Второе слагаемое – плотность возникающего при этом встречного тока проводимости \vec{j}_{cond} . Из выражения (4) видно, что учет влияния токов электрокинетической природы необходим при значительных величинах градиента порового давления в геосреде, что имеет место при высокой скорости деформирования неоднородной геосреды. На таких стадиях суммарная плотность тока электрокинетической природы \vec{j}_{ek} может быть существенно отлична от нуля, поскольку при резких возрастаниях градиента порового давления рост плотности тока проводимости \vec{j}_{cond} будет отставать от роста плотности конвективного тока \vec{j}_{conv} . Вместе с тем, из выражения (4) следует, что при малых значениях пористости (трещиноватости), когда проницаемость геосреды будет низкой, суммарная плотность тока электрокинетической природы \vec{j}_{ek} будет незначительной даже при большой величине градиента порового давления. Физическая суть такого результата связана с тем, что при низкой проницаемости геосреды плотности конвективного тока \vec{j}_{conv} и тока проводимости \vec{j}_{cond} будут небольшими из-за малого объема флюида, перемещаемого под действием разности давлений. Подобная ситуация характерна для стадии возрастания сжимающих напряжений (компакции), в то время как на стадии дилатансии должно иметь место значительное увеличение проницаемости геосреды и соответствующее резкое увеличение суммарной плотности тока электрокинетической природы \vec{j}_{ek} . Как показано в [11], по результатам экспериментов с образцами горных пород, величина потенциала течения на стадии дилатансии может быть на порядок выше, чем на стадии компакссии.

Рассмотрим характер изменения плотности тока во флюидонасыщенной среде в сейсмически спокойные периоды. В этом случае поровое давление на некоторой глубине в среднем остается неизменным, а его величина варьирует в пределах от гидростатического до литостатического давлений, соответствующих рассматриваемой глубине [8]. При этом градиент порового давления остается также постоянным. В этом случае электрокинетический ток \vec{j}_{conv} , вызванный увлечением ионного слоя ДЭС течением флюида, полностью компенсируется возникающим током проводимости \vec{j}_{cond} . Таким образом, при неизменности флюидонасыщенности геосреды и электропроводности находящегося в ней флюида процесс переноса зарядов в такой среде будет контролироваться внешним электрическим полем. В свою очередь это означает, что интенсивность геоакустических процессов в таких случаях будет модулироваться по закону изменения напряженности внешнего электрического поля в соответствии с выражением (2).

Возрастание в районе скважины сжимающих напряжений приводит к следующим изменениям параметров геосреды:

1) к увеличению градиента порового давления [16], что в свою очередь приведет:

- к поступлению части флюида в воду скважины и надежно регистрируемому *увеличению уровня ее минерализации;*

- к незначительному (в сравнении со случаем дилатансного увеличения объема пород) росту градиента потенциала течения [11], что нивелирует вклад электрокинетического тока в суммарную плотность тока, определяющего эволюцию зарядов ДЭС;

2) к выжиманию флюида из зон повышенной трещиноватости [1], что повлечет за собой:

- уменьшение удельной электропроводности горных пород;
- уменьшение токов проводимости в объеме пород, окружающих скважину, вызванных внешним ЭМИ и соответствующее ему уменьшение откликов ГАЭ;

- увеличение минерализации воды в самоизливающихся скважинах вследствие поступления в водоносные горизонты отжатых из пород более минерализованных поровых растворов;

- повышение уровня воды в пьезометрических скважинах и увеличение расхода воды в самоизливающихся скважинах и источниках;

3) к уменьшению пористости с соответствующим уменьшением суммарной площади свободных поверхностей в объеме пород, контактирующих с флюидом и обладающих зарядами ДЭС. Это повлечет за собой уменьшение суммарного количества источников ГАЭ, инициируемых электрокинетическими процессами и как следствие – уменьшение уровня ГАЭ.

Дальнейшее продолжительное увеличение сжимающих напряжений может приводить к масштабным изменениям емкости порово–трещинного пространства и условий фильтрации подземных вод [7]. На этой стадии возможно смешение вод ранее изолированных водоносных горизонтов, усиление или уменьшение подтока глубинных флюидов [1], синхронизация изменений минерализации воды в скважинах, разнесенных на значительные расстояния. В конечном итоге процесс увеличения сжимающих напряжений в районе скважины приведет к уменьшению амплитуд или полной деградации суточного хода ГАЭ, что связано с уменьшением электропроводности пород в районе скважины и компенсирующим влиянием электрокинетических токов, вызванных изменением порового давления, на токи проводимости, инициированные внешним ЭМИ.

Иным образом эволюционирует флюидонасыщенная геосреда в районе скважины в случае смены режима напряженно-деформированного состояния, когда процесс компакций, сопровождающийся возрастанием сжимающих напряжений, сменяется процессом **дилатансионного увеличения объема пород** [14]. Деформирование геосреды в таком режиме приводит к следующему ряду изменений ее параметров:

1) уменьшению градиента порового давления, что в свою очередь приведет к изменению стационарного гидродинамического режима питания скважины, а как следствие:

- к уменьшению уровня минерализации воды скважины;

- к стабилизации уровня воды и дебита скважины, а при высокой проницаемости прискважинной зоны и к постепенному их уменьшению.

2) увеличению концентрации флюида в объеме пород, окружающих скважину и последующему увеличению удельной электропроводности горных пород;

3) увеличению пористости геосреды, и как следствие - увеличение суммарной площади свободных поверхностей в объеме пород, контактирующих с флюидом и обладающих зарядами ДЭС. Это повлечет за собой увеличение суммарного количества источников ГАЭ, инициируемых электрокинетическими процессами и в итоге к росту амплитуд откликов ГАЭ;

4) резкому увеличению градиента потенциала течения [11], что в совокупности с увеличением электропроводности среды приведет к резкому росту суммарной плотности тока, определяющей эволюцию зарядов ДЭС.

В результате реализации в районе скважины дилатансионного режима деформирования модулирующее влияние внешнего электрического поля на уровень ГАЭ будет сохраняться. При этом увеличение электропроводности геосреды в суперпозиции с токами, вызванными скачком градиента порового давления, приведет к возрастанию амплитуд откликов ГАЭ.

В качестве примера проанализируем характер изменения режима деформирования пород в районе скважины Г-1 во временной окрестности мегаземлетрясения в районе Тохоку (рис.1).

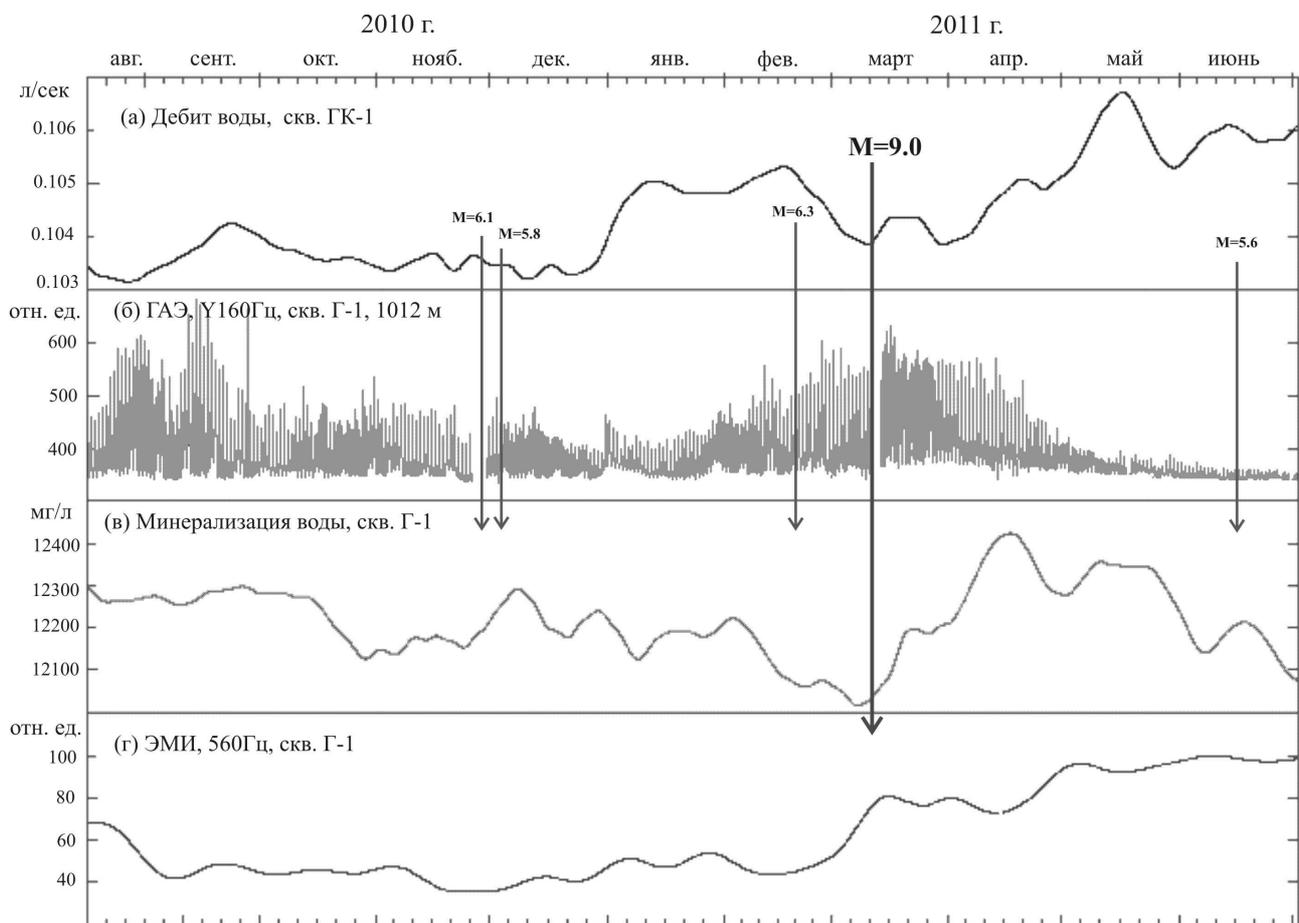


Рис.1. Вариации дебита воды скважины ГК-1 (а), среднеквадратических значений ГАЭ на глубине 1012 м (б), минерализации воды скважины Г-1 (в) и фоновых значений ЭМИ (г) во временной окрестности мегаземлетрясения в районе Тохоку.

Для этой цели были привлечены, в том числе, данные об изменениях уровня фонового ЭМИ (рис.1г) - нового метода мониторинга, разработанного в ИВиС ДВО РАН. Результаты измерений уровня фонового ЭМИ отражают изменения удельного сопротивления горных пород в районе скважины. При этом повышение уровня фонового ЭМИ соответствует повышению удельного сопротивления горных пород в районе скважины [5].

Рассмотрение представленных на рис.1 данных указывает на существенно разные характеры корреляционных связей между рядами измерений до и после мегаземлетрясения. Согласно данным по изменениям дебита скважины ГК-1 (рис.1а) уровень сжимающих напряжений с начала января и до середины февраля 2011 г. был достаточно стабилен, а примерно за месяц до мегаземлетрясения произошло уменьшение напряжений. В течение всего указанного интервала имел место стабильный значительный рост амплитуд откликов ГАЭ (рис.1б), минерализация вод скважин Г-1 и ГК-1 постепенно уменьшалась (рис.1в,г), уровень фонового ЭМИ имел пониженные значения (рис.1д). Такое сочетание характеров изменений воздействующих напряжений, откликов ГАЭ, минерализации воды скважин и уровня фонового ЭМИ отвечает варианту дилатационного увеличения объема пород. Как видно на рис.1, примерно за 12 суток до мегаземлетрясения начал резко возрастать уровень фонового ЭМИ и увеличиваться минерализация воды скважины ГК-1. Несколько позже (примерно за двое суток до мегаземлетрясения) зарегистрировано начало значительного увеличения минерализации верхнего слоя воды скважины Г-1 (рис.1в). На основании этих данных можно сделать вывод, что примерно за две недели до момента мегаземлетрясения в зоне Петропавловск – Камчатского геодинамического полигона начались активные процессы, связанные с выжиманием флюида из горных пород, что можно интерпретировать как переход напряженно – деформированного состояния геосреды к стадии компакци.

Характер результатов измерений на интервале середина марта – август 2011 г. надежно соответствует сценарию эволюции параметров флюидонасыщенной геосреды при возрастании в районе скважины сжимающих напряжений. Этому сценарию соответствуют, в том числе:

возрастание дебита скважины ГК-1, увеличение минерализации вод скважин Г-1 и ГК-1 при одновременном уменьшении амплитуд откликов ГАЭ и возрастании уровня фонового ЭМИ. К середине апреля 2011 г. уровень фонового ЭМИ вырос примерно на 350% от уровня декабря 2010 г., что свидетельствует об аномально высоком росте на этом интервале удельного сопротивления геосреды вследствие интенсивного выжимания жидкого флюида из зон повышенной трещиноватости. Подтверждением такого вывода является также резкое уменьшение на этом интервале амплитуд откликов ГАЭ вплоть до их полной деградации к июлю 2011 г.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 12-05-00670-а, 11-05-96005-р_урал_а), Президиума ДВО РАН (грант 12-III-A-08-167), программы для государственной поддержки ведущих научных школ Российской Федерации (грант НШ-5583.2012.5) и гранта Президента РФ по государственной поддержке молодых Российских ученых-кандидатов наук (МК-6741.2013.1).

Список литературы

1. Барсуков В.Л., Варшал Г.М., Гаранин А.В., Замокина Н.С. Значение гидрогеохимических методов для краткосрочного прогноза землетрясений // Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985. С. 3-16.
2. Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Сторчеус А.В. Вариации уровня геоакустической эмиссии в глубокой скважине Г-1 (Камчатка) и их связь с сейсмической активностью // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 52-67.
3. Гаврилов В.А. Физические причины суточных вариаций уровня геоакустической эмиссии // ДАН. 2007. Т.414. №3. С.389-392.
4. Гаврилов В.А., Богомолов Л.М., Закупин А.С. Сравнение результатов скважинных геоакустических измерений с данными лабораторных и натуральных экспериментов по электромагнитному воздействию на горные породы // Физика Земли. 2011. №11. С.63-74.
5. Гаврилов В.А., Бусс Ю.Ю., Власов Ю.А., Денисенко В.П., Морозова Ю.В., Полтавцева Е.В., Федористов О.В. Скважинные комплексные геофизические измерения на Камчатке: прогноз Южно-Камчатского землетрясения (28.02.2013 г., М=6.9) // Наст. сб., 2013.
6. Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 10. С.37-54.
7. Киссин И.Г. Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты – М.: Наука, 2009. 328 с.
8. Ребецкий Ю.Л. Современное состояние теорий прогноза землетрясений. Результаты оценки природных напряжений и новая модель очага землетрясений // «Проблемы тектонофизики» к 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. 2008. Монография, отв. ред. – Ю.Л.Ребецкий. Изд. ИФЗ РАН. С. 359-395.
9. Светов Б.С. К вопросу о частотной дисперсии проводимости двухфазной геологической среды // Физика Земли. 2002. №1. С. 46-52.
10. Финкель В.М. Физические основы торможения разрушения. М.: Металлургия. 1977. 359 с.
11. Eccles D., Sammonds P., Clint O. Laboratory studies of electrical potential during rock failure // International Journal of Rock Mechanics. 2005. V. 42. PP. 933-949.
12. Fitterman D. V. Theory of electrokinetic-magnetic anomalies in a faulted half-space // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. PP. 6031-6040.
13. Gavrilov V., Bogomolov L., Morozova Yu., Storcheus A. Variations in geoacoustic emissions in a deep borehole and its correlation with seismicity// Annals of Geophysics, Vol. 51, N. 5/6, October/December 2008. P. 737-753.
14. Nur A. Dilatancy, pore fluids and premonitory variations of t_s/t_p travel times. – Bull. Seism. Soc. Amer., 1972, v. 62, No. 5.
15. Rastogi R.P., Srivastava R.C. Non-equilibrium thermodynamics of electro-kinetic phenomena // Chemical Reviews. 1993. V. 93. N.6. PP. 1945-1987.
16. Sammonds P.R., Meredith P.G., Main I.G. Role of pore fluids in the generation of seismic precursors to shear fracture // Nature. 1992. V. 359. PP. 228-230.