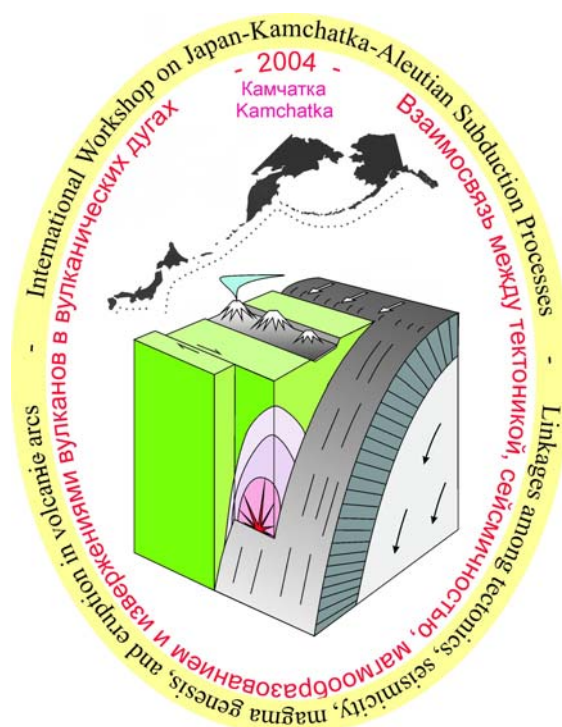


# ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕЖДУ ТЕКТОНИКОЙ, СЕЙСМИЧНОСТЬЮ, МАГМООБРАЗОВАНИЕМ И ИЗВЕРЖЕНИЯМИ ВУЛКАНОВ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ДУГАХ

Материалы IV международного совещания по субдукционным процессам  
в Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дугах

Петропавловск-Камчатский  
21-27 августа 2004 г.



## LINKAGES AMONG TECTONICS, SEISMICITY, MAGMA GENESIS, AND ERUPTION IN VOLCANIC ARCS

IV International Biennial Workshop on Subduction Processes  
emphasizing the Japan-Kurile-Kamchatka-Aleutian Arcs

Petropavlovsk-Kamchatsky  
August 21-27, 2004



**Russian Academy of Sciences**

Far East Branch

Kamchatkan Scientific Center

Institute of Volcanology and  
Seismology

Geophysical Service

Kamchatkan  
Experimental&Methodical  
Seismological Department

**Российская Академия наук**

Дальневосточное отделение

Камчатский научный центр

Институт вулканологии и  
сейсмологии

Геофизическая служба

Камчатская опытно-  
методическая сейсмологическая  
партия

**LINKAGES AMONG TECTONICS, SEISMICITY,  
MAGMA GENESIS AND ERUPTION IN VOLCANIC ARCS**

IV International Biennial Workshop on Subduction Processes  
emphasizing the Japan-Kurile-Kamchatka-Aleutian Arcs

Petropavlovsk-Kamchatsky  
August 21-27, 2004

Petropavlovsk-Kamchatsky  
2004

**ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕЖДУ ТЕКТОНИКОЙ,  
СЕЙСМИЧНОСТЬЮ, МАГМООБРАЗОВАНИЕМ И  
ИЗВЕРЖЕНИЯМИ ВУЛКАНОВ  
В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ДУГАХ**

Материалы IV международного совещания по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг

Петропавловск-Камчатский  
21-27 августа 2004 г.

Петропавловск-Камчатский  
2004

УДК 551.21+552+550.34

**Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмообразованием и извержениями вулканов в вулканических дугах.** Материалы IV международного совещания по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский. 21-27 августа 2004 г./ Отв. Редактор д.ф.-м.н. Гордеев Е.И. Петропавловск-Камчатский. 2004 Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. 333с.

В сборнике опубликованы материалы, представленные для международного совещания «Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмообразованием и извержениями вулканов в вулканических дугах». Это совещание является логическим продолжением сложившейся в последние годы традиции организации научных встреч по проблемам, связанным с изучением процессов субдукции в Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дугах. География представительства участников значительно расширилась по сравнению с предыдущими совещаниями: опубликованы работы ученых из России, США, Японии, Германии, Чехии, Италии, Мексики, Канады, Великобритании и Кореи. Публикуемые материалы представлены на три научных сессии: «Активный вулканизм», «Геодинамика, тектоника, петрология, геохимия, процессы магмообразования» и «Проблемы сейсмичности Дальнего Востока и Восточной Сибири».

**Ключевые слова:** тектоника, геодинамика, сейсмичность, вулканизм, магмообразование, петрология, геохимия, сейсмоопасность, вулканоопасность, субдукция, островные дуги, Дальний Восток, Восточная Сибирь.

#### Редакционная коллегия:

Ответственный редактор д.ф.-м.н. Гордеев Е.И.

Члены коллегии Разина А.А., к.ф.-м.н. Кугаенко Ю.А., О.А.Евдокимова, П.Э.Избеков, к.г.-м.н. В.Л.Леонов.

Издано по решению Ученого Совета Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.  
Россия, 683006, г. Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9 e-mail: [volcan@kcs.iks.ru](mailto:volcan@kcs.iks.ru)

UDK 551.21+552+550.34

**Linkages among tectonics, seismicity, magma genesis, and eruption in volcanic arcs.** IV International Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Japan-Kurile-Kamchatka-Aleutian Arcs. Petropavlovsk-Kamchatsky. August 21-27, 2004/ Ed.- in Chief Dr. Evgenii I. Gordeev. Petropavlovsk-Kamchatsky. 2004. Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS. 333 p.

In this book we publish proceedings of the IV international workshop *Linkages among tectonics, seismicity, magma genesis, and eruption in volcanic arcs*. This workshop is a sequential biennial meeting focused on subduction processes emphasizing the Japan-Kurile-Kamchatka-Aleutian Arcs. Geography of the foreign participants has grown considerably from previous workshops: registered participants include scientists from Russia, the USA, Japan, Germany, Czech Republic, Italy, Mexico, Canada, Great Britain and Korea. This volume contains the abstracts covering three scientific sessions on Active volcanism; Geodynamics, tectonics; geochemistry, petrology and magma generation; and Problems of seismicity of the Far East and East Siberia.

**Key words:** tectonics, geodynamics, seismicity, volcanism, magma genesis, petrology, geochemistry, volcanic hazard, seismic hazard, subduction, island arcs, Far East, East Siberia.

#### Editorial Board

Editor- in Chief Dr. Evgenii I. Gordeev.

Editors Aelita A. Razina, Dr. Yulia. A. Kugaenko, Oxana A. Evdokimova, Pavel E. Izbekov and Dr. Vladimir L. Leonov.

The book is published according to a decision of the Academic Council of the Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS

Russia, 683006, Petropavlovsk-Kamchatsky, Piip blvd., 9 e-mail: [volcan@kcs.iks.ru](mailto:volcan@kcs.iks.ru)

ISBN 5-94936-007-9

## ВВЕДЕНИЕ

Четвертое Международное совещание по Курило-Камчатской-Алеутской вулканическим дугам, являющимися одними из наиболее активных вулканических областей в Северотихоокеанском регионе в зоне перехода океан-континент, будет проходить 21-27 августа в Петропавловске-Камчатском, Россия. Основные темы для рассмотрения: геодинамика Японской, Курило-Камчатской и Алеутской вулканических дуг; магмообразование и тектоника; сейсмичность зон субдукции; механизм вулканических извержений; сейсмичность вулканов и вулканоопасность; проблемы сейсмичности Дальнего Востока и Восточной Сибири. Дополнительно будут рассмотрены вопросы по конкретным направлениям международного сотрудничества: извержения вулканов и недавние сильные землетрясения; мониторинг по дистанционным данным (спутники); вулканическая и тектоническая деформации.

Первое совещание по этим проблемам было проведено в 1998 году в Петропавловске-Камчатском, которое определило направление международного сотрудничества между учеными России, США и Японии по изучению особенностей зон субдукции, их влияния на вулканизм, тектонику и сейсмичность. Понимание этих особенностей и взаимосвязей позволит в дальнейшем развивать модели процессов, происходящих в зонах субдукции. Междисциплинарный и международный характер совещания собирает вместе ученых из различных областей науки и из разных стран. Объединение многочисленных геофизических методов в этой уникальной природной лаборатории позволит более эффективно контролировать и снижать вулканическую и тектоническую опасность.

По инициативе ведущих ученых Камчатки (Россия), Аляски (США) и Хоккайдо (Япония) подобные совещания проводятся каждые два года по принципу очередности (Петропавловск-Камчатский, Камчатка, 1998; Саппоро, Хоккайдо, 2000; Фэрбенкс, Аляска, 2002). Настоящее Совещание будет проходить в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, который был создан 20 апреля 2004 г. путем объединения Института вулканологии ДВО РАН и Института вулканической геологии и геохимии ДВО РАН. На три сессии (активный вулканизм; геодинамика, тектоника, геохимия, петрология и магмообразование; проблемы сейсмичности Дальнего Востока и Восточной Сибири) представлено более 130 докладов, в том числе 33 от иностранных и 84 от отечественных участников. Кроме этого, 15 докладов представлены в соавторстве между российскими и зарубежными учеными, что указывает на возросший уровень сотрудничества. География представительства зарубежных участников значительно расширилась по сравнению с предыдущими совещаниями. Это Россия, США, Япония, Германия, Чехия, Италия, Мексика, Канада, Великобритания, Корея. В подготовке Совещания активное участие приняла Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия Геофизической службы РАН, которая провела основную работу по организации сессии «Проблемы сейсмичности Дальнего Востока и Восточной Сибири», которая представляет традиционное региональное Совещание сейсмологов.

Во время Совещания, как обычно, будут проведены научные экскурсии на действующие вулканы. Для участия в работе Совещания активно привлекаются студенты из Камчатского государственного педагогического университета, Аляскинского университета и из университетов Японии. Стало традиционным проводить ежегодные международные вулканологические полевые школы для студентов. На этот раз такая школа будет проведена за неделю до Совещания на вулканах Мутновский и Горелый. Общее число студентов-участников школы 29, в том числе 12 из России и 17 из США.

Организационную и финансовую поддержку для проведения Совещания оказали Президиум ДВО РАН, Министерство образования и науки РФ, Камчатская областная администрация, Камчатский научный центр ДВО РАН, Камчатский государственный педагогический университет, Геофизический институт при Университете Аляски в Фэрбенксе, США (UAF/GI), Геологическая служба США (USGS), Аляскинская

вулканологическая обсерватория (AVO), Национальный научный фонд США (NSF), Национальная аэрокосмическая администрация США (NASA), Международный исследовательский арктический центр при Университете Аляски в Фэрбенксе, США (UAF/IARC). Всем им Оргкомитет Совещания выражает свою благодарность.

Оргкомитет международного Совещания

## INTRODUCTION

The fourth International Workshop on Kurile-Kamchatka-Aleutian volcanic arcs, one of the most active volcanic areas in the North Pacific region of oceanic and continental plate collision, will be held on August 21-27 in Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia. The main themes for discussion are geodynamics of Japanese, Kurile-Kamchatka and Aleutian volcanic arcs; magma generation and tectonics, seismicity of subduction zones, mechanisms of volcanic eruptions, seismicity of volcanoes and volcanic hazards; seismic problems of the Far East and the East Siberia. Issues and strategies for international cooperation during eruptions, strong earthquakes, in remote monitoring (satellites) and the study of volcanic and tectonic deformation will also be discussed.

The first Workshop was held in 1998 in Petropavlovsk-Kamchatsky town, beginning a period of international cooperation between scientists of Russia, the USA and Japan, studying various aspects of subduction zones, their influence on volcanism, tectonics and seismicity. Understanding of these issues and interconnections can help us develop models of processes taking place in subduction zones. Scientists from different fields and from different countries gather together, because the Workshop emphasizes interdisciplinary approaches. Incorporation of numerous geophysical methods in this unique natural laboratory will let us more effectively address volcanic and tectonic hazards.

According to the initiative of leading earth scientists of Kamchatka (Russia), Alaska (USA) and Hokkaido (Japan), these Workshops are held every two years, rotating venues among the three countries (Petropavlovsk-Kamchatsky, Kamchatka, 1998; Sapporo, Hokkaido, 2000; Fairbanks, Alaska, 2002). The 2004 Workshop will be held in the Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, which was founded on April 20, 2004 by the integration of the Institute of Volcanology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences and the Institute of Volcanic Geology and Geochemistry, Far East Branch, Russian Academy of Sciences. During three scientific sessions on active volcanism, geodynamics, tectonics; geochemistry, petrology and magma generation; and problems of seismicity of the Far East and East Siberia, more than 130 reports, including 33 from foreign and 84 from Russian participants will be represented. In addition, 15 reports will be represented in co-authorship between Russian and foreign scientists, reflecting a high level of international cooperation. Geographic representation of the foreign participants has grown considerably from previous workshops: registered participants include scientists from Russia, the USA, Japan, Germany, Czech Republic, Italy, Mexico, Canada, Great Britain, Korea. The Kamchatkan Experimental-Methodical Seismological Department of Geophysical Service of Russian Academy of Sciences has taken an active part in preparation of the workshop, organizing a session entitled «Problems of Seismicity of the Far East and East Siberia», which represents a traditional regional Workshop of seismologists.

During the Workshop, scientific excursions to active volcanoes will be held. Students from Kamchatkan Teachers Training University, Russia, University of Alaska Fairbanks, USA, and from University of Hokkaido, Japan, have been active in the work of planning and executing the Workshop. It has become traditional for the students to take part in an annual international volcanological field school. This time, the school will be held a week before the Workshop on



Mutnovsky and Gorely volcanoes. Twenty-nine students will participate in the field school, including 12 from Russia and 17 from the USA.

The Workshop is presented with the financial support of the Presidium of Far East Branch, Ministry of Education and Science of the Russian Federation, Kamchatkan Regional Administration, Kamchatkan Scientific Center of Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Kamchatkan Teachers Training University, Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks, USA (UAF/GI), US Geological Survey (USGS), Alaska Volcano Observatory (AVO), US National Science Foundation (NSF), National Aeronautical and Space Administration of the USA (NASA), International Arctic Research Center at the University of Alaska Fairbanks, USA (UAF/IARC). The members of the Organizing Committee of the Workshop express gratitude to all these agencies for their support.

Organizing committee of the Workshop.

# I. ACTIVE VOLCANISM

## ПОРЯДКОВОЕ ГРУППИРОВАНИЕ В ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЯХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗЕМНОГО ШАРА

А.А. Гусев

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия.

E-mail: [gusev@emsd.iks.ru](mailto:gusev@emsd.iks.ru)

Любой упорядоченный во времени список событий переменного размера или «веса» может обладать свойством *порядкового группирования*, а именно: крупнейшие события такого списка могут оказываться в близком соседстве в списке «слишком часто», то есть значимо чаще, чем следовало бы ожидать в случае подобного же, но случайно перетасованного списка. Для порядкового группирования не имеет значения точная привязка событий ко времени, в отличие от случая обычного группирования, когда события произвольного размера возникают в виде тесных временных групп. В работе исследовались случаи порядкового группирования в мировых каталогах вулканических извержений. Был изучен такой каталог, любезно предоставленный Ли Зиббертом (Siebert&Simkin 2002). Его наиболее надежная часть - с индексом («магнитудой»)  $VEI \geq 3$ , за 1960-2002 гг. Здесь присутствует порядковое группирование, при уровне статистической значимости  $Q=5\%$ . Обычное группирование не выявилось для этих данных; но оно обнаружилось для других подмножеств того же исходного каталога: с  $VEI \geq 4$  за 1800-2002 гг.,  $Q=5\%$ ; и  $VEI \geq 6$  за 1800-2002 гг.,  $Q=5\%$ .

Был также рассмотрен другой набор данных, отражающих вулканическую активность земного шара – временной ход индекса  $IVI$  (по колонкам бурения ледников, Robock 2000), предоставленный Аланом Робокком. Изучалось однородное подмножество этих данных, с  $IVI > 0.03$ , за 1400-1985 гг., и, в пределах этого подкаталога, только интервалы времени длиннее 3 лет, то есть дольше, чем время выпадения стратосферного аэрозоля. Обнаружено значимое порядковое группирование ( $Q=5\%$ ). Группирование вулканических последовательностей имеет многомасштабный, фрактальный характер, и эти последовательности могут рассматриваться как род импульсного фликкер-шума.

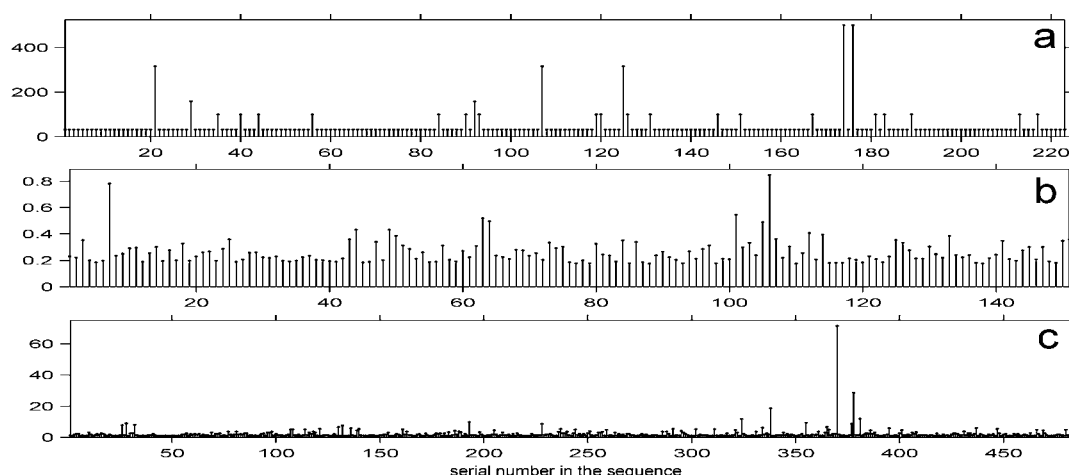


Рис.1. Три мировых последовательности событий. (а) Извержения Смитсоновского каталога за 1960-2002 гг., индекс  $VEI \geq 3$ . (б) Ненулевые индексы  $IVI$  за 1400-1985 гг., данные двух полушарий объединены,  $IVI > 0.03$ . (в) Землетрясения каталога АВЕ за 1900-1989,  $M_s \geq 7.2$ . Абсцисса: номер события в списке; ордината: квадратный корень из параметра размера:  $10^{VEI+2}$  для (а),  $IVI$  для (б) и  $M_o$  в ед.  $10^{27}$  дин-см для (в). Видно, что самые крупные события появляются в виде групп или всплесков. Следует подчеркнуть, что обычное группирование, то есть тенденция образовывать тесные группы во времени, никак не может проявиться на графике представленного вида, так как на нем отсутствует какая бы то ни было временная привязка.

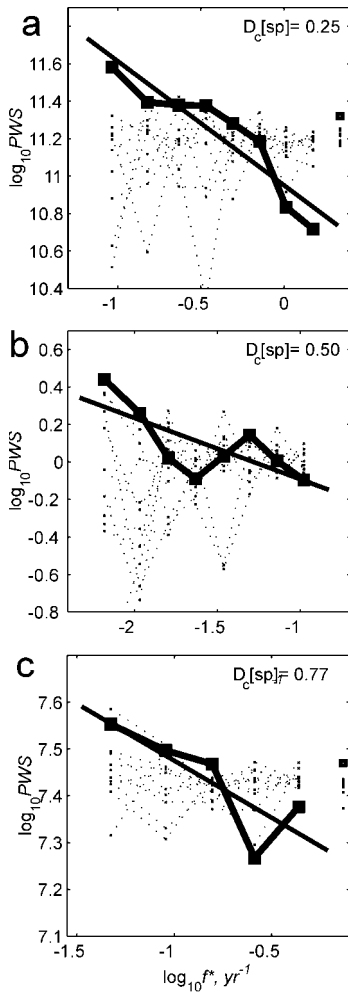


Рис.2. Спектры мощности (а, б и с) для последовательностей а, б и с на рис. 1, соответственно (сплошные линии с квадратиками). Абсцисса: логарифм «частоты», то есть аргумента преобразования Фурье последовательности рис.1; масштаб по «частоте» подправлен, чтобы аппроксимировать реальную частоту. Ордината: логарифм плотности спектра мощности исходной последовательности, осредненной в полосе с логарифмической шириной, равной 0.15 ( $\approx 7$  точек на декаду). Если нет группирования и события происходят в случайном порядке, наблюдаемый спектр должен колебаться вокруг горизонтальной линии. Именно такое поведение видно для тонких пунктирных линий – они представляют спектры десяти случайно перетасованных вариантов исходной последовательности. Различие с графиком для реальных данных очевидно. Прямые линии – МНК-аппроксимация наблюдаемых спектров, их наклоны дают оценки величины показателя в степенном законе для спектра. Степенной вид спектров мощности (поведение типа фликкер-шума) наводит на мысль о самоподобном, фрактальном характере последовательностей. Показатель степенного закона можно использовать для определения корреляционной размерности  $D_c$ ; соответствующие оценки  $D_c$  приведены на графиках. В силу малого объема данных, точность оценок низка. Однако, гипотеза  $D_c < 1$  подтверждается статистически, на уровне значимости 5% или ниже, в каждом из трех рассмотренных случаев, говоря о реальности порядкового группирования.

Порядковое группирование присутствует также в мировой последовательности землетрясений (Ogata&Abe 1991). Мы подтвердили этот результат, проанализировав два глобальных каталога землетрясений: для 1900-1989 гг. (Abe 1981, с дополнениями, помечено АВЕ) и для 1977-2000 (Гарвард СМТ, помечено HRV), получив уровни значимости 1% и 5-10%, соответственно. Обычное группирование примитивного рода, порождаемое афтершоками, было жестко подавлено до проведения анализа. Неожиданным образом, группирование в мировых каталогах с исключенными афтершоками оказалось масштабно-зависимым. В то время как для больших времен запаздывания проявляется четкое многомасштабное (фрактальное) группирование, оно подавлено на коротких временах запаздывания (<5 лет для АВЕ и <0.5 года для HRV); выявились даже некоторые признаки затишья, окружающего самые большие события.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 03-05-64459.

#### Список литературы

1. Abe K. (1981) Phys. Earth Planet. Interiors. 27, 72-92.
2. Gusev, A.A., V. V. Ponomareva, O. A. Braitseva, I. V. Melekestsev and L. D. Sulerzhitsky. (2003) J. Geophys. Res. 108, 2126.
3. Ogata Y. and K. Abe. (1991). Int. Statist. Rev., 59, 139-161.
4. Robock A. (2000). Rev. Geophys., 38, 191-219.
5. Siebert, L., T. Simkin (2002). Volcanoes of the World (<http://www.volcano.si.edu/gvp/world/>).

## ORDER CLUSTERING IN THE SEQUENCES OF VOLCANIC ERUPTIONS AND EARTHQUAKES OF THE WORLD

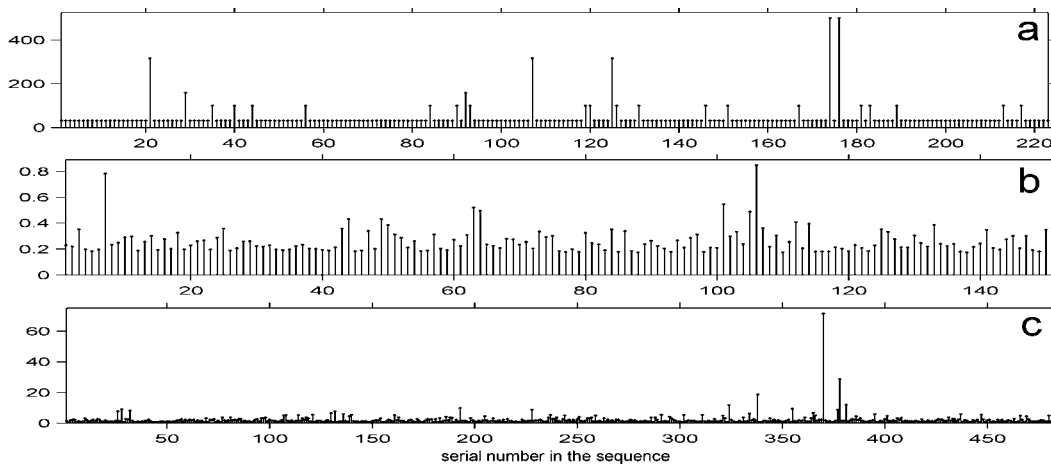
**Alexander A. Gusev**

Institute of Volcanology and Seismology, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia.

*E-mail: gusev@emsd.iks.ru*

Any time-ordered list of events of variable size or «weight» can manifest *order clustering*, or an inherent tendency of the largest events of such a list to occur «too often» as close neighbors in the list; i.e. significantly more often than should be in a similar randomly-shuffled event list. Accurate timing is irrelevant for order clustering, in contrast to «common» clustering when events (whose size is inessential) occur as tight, compact temporal groups or bursts. Recently, order clustering was revealed for the sequence of Holocene volcanic eruptions on Kamchatka. (Gusev a. o. 2002). In this study I look for order clustering behavior in global volcanic data sets. I analyzed the global catalogue of volcanic eruptions kindly provided by Lee Siebert (Siebert&Simkin 2002, labeled SMI). The most reliable and uniformly reported part of this catalogue is that with  $VEI \geq 3$  in 1960-2002. Order clustering is present here, with the statistical significance level  $Q=5\%$ . Unexpectedly, common clustering (i.e., the formation of tight temporal groups) is absent for this data subset. However, common clustering was found for other subsets of the same catalog: with  $VEI \geq 4$  in 1800-2002,  $Q=5\%$ ; and  $VEI \geq 6$  in -2000-2002,  $Q=5\%$ .

Another data set pertinent to global volcanic activity was analyzed, that of the time history of the «ice core volcanic index» *IVI* (Robock 2000) kindly provided by Alan Robock. I analyzed the uniform subset of these data, with  $IVI > 0.03$ , for 1400-1985, and within this subcatalogue, only the inter-event time intervals that are longer than 3 yr., i.e., longer than the settling time of the stratospheric aerosol. The analysis showed significant order clustering ( $Q > 5\%$ ); common clustering is also present and significant. Clustering of volcanic sequences is of multiscaled kind, and the data can be viewed as flicker-noise pulse sequences.



*Figure 1.* Three global event sequences. (a) Eruptions from the SMI catalogue for 1960-2002,  $VEI \geq 3$ . (b) Non-zero *IVI* indices for 1400-1985, data of two hemispheres combined,  $IVI > 0.03$ . (c) Earthquakes of the ABE catalogue for 1900-1989,  $M_s \geq 7.2$ . Abscissa: the number of an event in the list; ordinate: square root of the size parameter:  $10^{VEI+2}$  for (a), *IVI* for (b) and  $M_0$  in  $10^{27}$  dyne-cm units for (c). Square root is used to make the diagram more legible. A clear tendency is seen for greatest events to appear in clusters or bursts. Note that common clustering, i.e. the tendency to form tight temporal groups, in no case can show itself on a diagram of the presented kind, because there is no time reference at all on these plots.

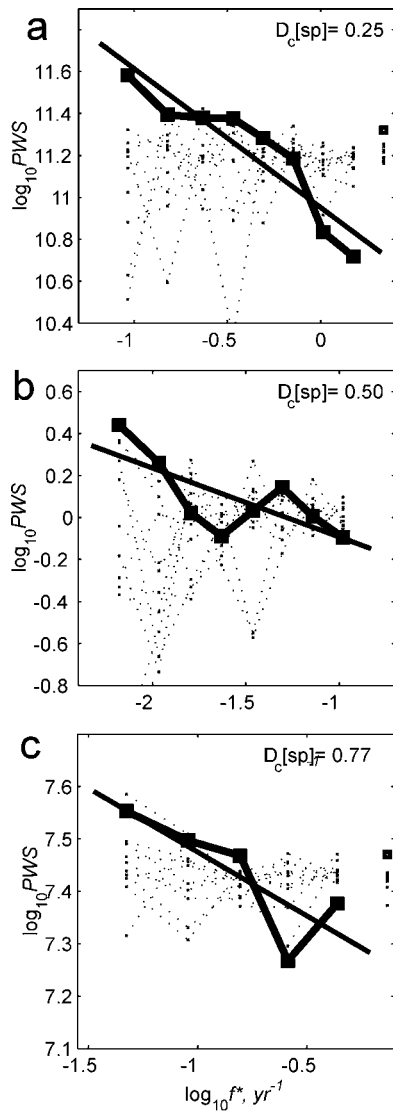


Figure 2. Power spectra (a, b and c) of the three sequences a, b and c of Fig. 1, respectively (kinked lines with squares). Abscissa: logarithm of «frequency», i.e. of the argument of Fourier transform of a sequence of Fig.1 (rescaled so as to approximate real frequency). Ordinate: logarithm of the power spectrum density of the original sequence, averaged over a frequency band of the constant logarithmic width, equal to 0.15 ( $\approx 7$  points per decade). Assume order clustering to be absent and events to occur in a purely random order. When the amount of data is very large, the graph of power spectrum must be a horizontal line («white noise»). With limited data volume and no clustering, observed spectrum must oscillate around a horizontal line. Such a behavior is illustrated by thin dotted lines that depict the spectra of ten randomly shuffled versions of a corresponding original sequence. The difference with the plot constructed from the real data is evident. The straight lines (drawn using least squares) approximate the observed spectral points. The slope of such a line provides the estimate of the exponent of the power law of the spectrum. The power-law appearance of spectra («flicker-noise behavior») suggests self-similar, fractal character of the sequences. The exponent of the power law can be used to determine correlation dimension  $D_c$  of the sequence. The thus obtained estimates of  $D_c$  are given on each plot. I estimated  $D_c$  via correlation integral as well. With limited data volume, the accuracy of the estimates is low. Nevertheless, the hypothesis  $D_c < 1$  has been confirmed statistically, at 5% significance level, in each of the three cases, thus verifying the presence of order clustering.

Order clustering is present also in the global earthquake sequence (Ogata&Abe 1991). We confirmed this result analyzing two global earthquake lists: for 1900-1989 (Abe 1981, augmented, labeled ABE) and for 1977-2000 (Harvard CMT, labeled HRV), with significance levels of 1% and 5-10%. The primitive kind of common clustering, related to aftershocks, was effectively suppressed before any analysis of these data. Unexpectedly, a scale dependence of clustering was revealed in global earthquake catalogs with excluded aftershocks. Whereas a clear clustering behavior of multi-scaled (fractal) kind is observed for long time delays, it was suppressed at short time intervals, ( $< 5$  yr for ABE and  $< 0.5$  yr for HRV), and even some indications of temporary quiescence surrounding the greatest events were found.

This study was supported by RFBR, grant 03-05-64459.

## References

1. Abe K. (1981) Phys. Earth Planet. Interiors. 27, 72-92.
2. Gusev, A.A., Ponomareva, V.V., Braitseva, O.A., Melekestsev, I.V. and Sulerzhitsky, L.D. (2003). J. Geophys. Res. 108, 2126.
3. Ogata, Y. and K.Abe. (1991). Int. Statist. Rev., 59, 139-161.
4. Robock, A. (2000). Rev. Geophys., 38, 191-219.
5. Siebert, L., T. Simkin (2002-). Volcanoes of the orld...(http://www.volcano.si.edu/gvp/world/).

## ERUPTIONS THROUGH CALDERA LAKES IN ALASKA: SURGES, TSUNAMIS, AND CATASTROPHIC FLOODS

**Beget, J. E., Almborg, L., Larsen, J., Stelling, P., and Wolfe, B.**

*Alaska Volcano Observatory, Geophysical Institute, University of Alaska, Fairbanks, AK.  
99775, USA*

A variety of hazards are associated with eruptions through caldera lakes. New radiocarbon dates indicate that a lake containing  $5.8 \times 10^9$  m<sup>3</sup> of water slowly grew over 1200 years within Okmok caldera following huge eruptions ca. 2050 14C yr BP. Numerous eruptions occurred during this time period, producing tuff cones and emergent lava cones with prominent lava benches. These features record increasing lake levels. About 800 14C yr B.P. explosive eruptions at a tuff cone located near a low point in the caldera rim sent surges more than 10 km downvalley, and large bedforms preserved within the caldera at the top of the lake sequence suggest large waves were generated within the caldera lake. The caldera rim failed at its lowest point, and catastrophic floods eroded a deep gorge and multiple channels on the north flank of the volcano, and built a gravel fan 5 km into the Bering Sea. Paleohydrologic calculations indicate the flood had local peak discharges of ca.  $2 \times 10^6$  m<sup>3</sup>/s, making this perhaps the largest flood of the last 10,000 years

A very similar sequence of events occurred at Fisher Caldera. The caldera formed about 9400 yr B.P. and filled with a large lake. A wave-cut terrace is incised as much as 5 m into colluvial fans and volcanoclastic rocks around the southwest caldera wall, marking the high water level of the lake, and indicates a water depth of ~100 m. The lake drained by cutting a valley through a low-lying part of the southern caldera rim. This event was triggered by a mid-Holocene eruption of Turquoise Cone. A hydromagmatic explosion created a deep crater, dated at 1,500 (+/-50) years. This eruption generated a tsunami wave in the caldera lake that spread away from Turquoise Cone. Dramatic evidence of this wave appears on the southern caldera wall, where rounded cobbles from the wave-cut terrace on the southern wall were transported ~20 m higher by a wave that overtopped the lowest part of the caldera rim. The wave eroded ignimbrite deposits on the flank of the caldera, and the caldera lake drained catastrophically, transporting large boulders (up to 5 m in diameter) of welded tuff several kilometers. Organic-rich soil directly above this flood deposit has a 14C date of 1,500 (+/-50) years, matching the date of the Turquoise Cone explosive eruption.

These two events show that eruptions through caldera lakes can have catastrophic consequences. Hydromagmatic eruptions within caldera lakes can produce surges and large explosions. Tsunami waves as much as 20 m high may be generated by the explosive eruptions. The waves are capable of triggering complete failure of the caldera rims if the waves are high enough to cross over a low point. Once caldera lake failure begins, the stream power and erosive capabilities can produce complete devastation in downstream areas.

## ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ, КАМЧАТКА, 10 МАЯ 2004 г.

О.А. Гирина<sup>1</sup>, С.Л. Сенюков<sup>2</sup>, Ю.В. Демянчук<sup>2</sup>, С.А. Хубуная<sup>1</sup>, С.В. Ушаков<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Россия*

<sup>2</sup> *Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия ГС РАН  
683006 Петропавловск-Камчатский, Россия*

Шивелуч – один из наиболее активных вулканов Камчатки. Этот вулканический массив появился приблизительно 60-70 тыс. лет тому назад. Исторические катастрофические извержения вулкана произошли в 1854 и 1964 гг. В 1980 г. на дне 1964-



Рис. 1. Активность вулкана Шивелуч в 07:30 утра 10 мая. Фото Ю.В. Демянчука.



Рис. 2. Фронт пирокластического и грязевого потоков 09 мая 2004 г. Фото Ю.В. Демянчука.

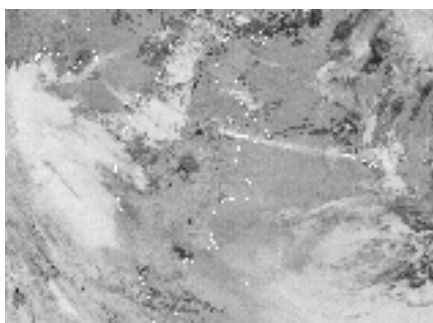


Рис. 3. Пепловый шлейф, протянувшийся от вулкана Шивелуч до о.Беринга 11 мая 2004 г. Спутниковые данные КОМСП ГС РАН.

эксплозивного кратера начал расти новый лавовый купол. Рост лавового купола наблюдался с 1980 по 1984 гг., но между 1984-1993 гг. он прекратился. В 1984 г. началась новая фаза развития купола: на куполе начали происходить редкие пепловые эксплозии на высоту до 5-7 км над уровнем моря.

Последние сильные эксплозивные извержения вулкана были в 1993 и 2001 гг. 22 апреля 1993 г. пепловые эксплозии поднимались на 16-18 км над уровнем моря, протяженность пирокластических потоков достигала 5-8 км и грязевых потоков – 28 км [3]. Экструзивная фаза развития вулкана продолжалась в течение 1993-1995 гг. Между 1995 и 2001 происходили отдельные непродолжительные пепловые эксплозии высотой до 10 км над уровнем моря, сопровождавшиеся сейсмическими событиями различной интенсивности [1]. 19-21 мая 2001 г. наблюдалось сильное эксплозивное извержение вулкана: пепловая колонна поднялась на 10-12 км над уровнем моря, пепловый шлейф протянулся на юго-запад. Протяженность пирокластических потоков достигала 18 км и грязевых – около 30 км [2]. Следующая экструзивная фаза развития купола продолжалась в течение 2001-2002 гг.

Сильное эксплозивное извержение вулкана началось в 02:10 утра 10 мая 2004 г. По сейсмическим данным, в то время высота первых пепловых эксплозий могла быть 8-10 км над уровнем моря. Непрерывное вулканическое дрожание составляло  $15 \times 10^{-6}$  мкм/с. Дрожание уменьшилось до  $0.3 \times 10^{-6}$  мкм/с с 09:40 до 21:50 10 мая и вновь возросло до  $5-6 \times 10^{-6}$  мкм/с с 21:50 до 23:25 вечера этого дня. Наиболее активная фаза извержения продолжалась с 02:10 до 7:30 10 мая. По видео и визуальным наблюдениям, пепловые выбросы поднимались до 8-11 км над уровнем моря с 05:30 до 11:40 10 мая. Пепловая туча протягивалась на восток-юго-восток. С 11:40 10 мая плотная пепловая туча закрыла вулкан до высоты 5-6 км над уровнем моря. В



Рис. 4. Отложения пепла вулкана Шивелуч 11 мая 2004 г. Спутниковые данные США.



Рис. 5. Дорога и дамба в районе р.Бекеш, разрушенные грязевыми потоками. Фото Ю.В. Демянчука.



Рис. 6. Пирокластические потоки в центральном секторе южного склона вулкана. Фото С.В. Ушакова.

11:14 10 мая было отмечено появление фронта движущихся пирокластических и грязевых потоков на юго-восточном склоне вулкана. Протяженность этих потоков была примерно 7-8 км. По спутниковым данным США и России, в 23:36 9 мая в районе купола была отмечена термальная аномалия размером 9 пикселей, в 08:42 10 мая – 6 пикселей. С 09:25 10 мая на снимках начал отмечаться пепловый шлейф вулкана, протягивавшийся на юго-восток. В 13:03 11 мая пепловый шлейф длиной > 500 км достиг о.Беринга Командорских островов. Широкий сектор (~ 50 град.) отложений пепла, протянувшихся от вулкана на юго-восток до океана, четко выделялся на спутниковом снимке 11 мая. По данным из п. Усть-Камчатск, 10 мая там отмечался пеплопад. Мощность отложений оранжево-коричневого пепла в поселке составила 1-2 мм, в 30-50 км от него – 5-7 мм. 10 мая аэропорт поселка был закрыт. Дорога и дамба в районе реки Бекеш была разрушена грязевыми потоками.

21 мая лавовый купол и изверженный пирокластический поток были исследованы вулканологами. Часть купола была разрушена, небольшой вязкий лавовый поток был отмечен на его вершине. Отложения типичного высокогазонасыщенного горячего ювенильного пирокластического потока находились в центральной части южного склона вулкана. Температура главного пирокластического потока на глубине 15 см достигала 300 град С. Заполнитель потока составлял 60-70% его общей массы. Вероятно, в центральной части ювенильного пирокластического потока находятся отложения пеплово-глыбового потока. Изучение этих изверженных продуктов будет продолжено.

#### Список литературы

1. O.A.Girina, O.S.Chubarova, S.L.Senyukov. (2002) The Recent Activity of Sheveluch Volcano. Abstracts. 3<sup>rd</sup> Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Kurile-Kamchatka-Aleutian Arcs. 121-122 p.
2. Федотов С.А, Двигало В.Н., Жаринов Н.А. и др. Извержение вулкана Шивелуч в мае-июле 2001 г. Вулканология и сейсмология. 2001. N 6. С. 3-15.
3. Khubunaya S.A., Zharinov N.A., Muraviev Ya.D. et al. (1995) 1993 Eruption of Shiveluch volcano. Volcanol. Seismol. 17 (1). С.1-19.



## THE ERUPTION OF SHEVELUCH VOLCANO, KAMCHATKA, ON MAY 10, 2004

Olga A. Girina<sup>1</sup>, Sergey L. Senyukov<sup>2</sup>, Yury V. Demyanchuk<sup>2</sup>, Sergey A. Khubunaya<sup>1</sup>, and Sergey V. Ushakov<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Russia*

<sup>2</sup> *Kamchatkan Experimental Methodical Seismological Department GS RAS  
683006 Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

Sheveluch is one of the most active volcanoes of Kamchatka. This volcanic massif began to develop approximately 60,000-70,000 years ago. The historical catastrophic eruptions from this volcano occurred in 1854 and 1964. In 1980, a new lava dome began to grow on the floor of the 1964 explosive crater. The lava dome grew continuously during the 1980-1984 period, after which the growth stopped until 1993. In 1984, a new phase of the dome activity began - occasional gas-ash explosions up to 5-7 km ASL started to occur.



Fig.1. Activity of the Sheveluch volcano at 18:30 UTC on May 09, 2004. Photo by Yu.V. Demyanchuk.



Fig.2. A front of pyroclastic and mud flows on May 09. Photo by Yu.V. Demyanchuk.

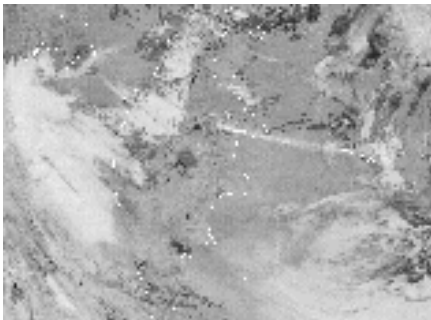


Fig.3. An ash plume extended from Sheveluch volcano up to Bering Island on May 11. Satellite data from KEMSD GS RAS.

Large explosive eruptions from the lava dome took place in 1993 and 2001. On April 22, 1993 ash explosions rose to 16-18 km ASL with pyroclastic flows and mudflows propagating to 5-8 km and 28 km, respectively (Khubunaya et al., 1995). The extrusive phase of the dome growth resumed in 1993 and continued until 1995. From 1995 to 2001 the volcano produced intermittent short-lived ash explosions up to 10 km ASL accompanied by a variable intensity of seismic events (Girina et al., 2002). The large explosive eruption of the volcano occurred on May 19-21 - explosions sent ash to 10-12 km ASL, which drifted to the southwest. The length of pyroclastic flows and mudflows exceeded 18 km and 30 km, respectively (Fedotov et al., 2001). This was followed by an extrusive growth of the dome during 2001-2002.

The next large explosive eruption of the volcano began at 13:10 UTC on May 09, 2004. According to seismic data, a height of first ash explosions had been 8,000-10,000 m (or 26,400-33,000 ft.) ASL in that time. Continuous spasmodic volcanic tremor  $14.8 \times 10^{-6}$  mps was recorded. The tremor decreased till  $0.3 \times 10^{-6}$  mps from 20:40 UTC on May 09 till 08:50 UTC on May 10, and increased again from 08:50 till 10:25 UTC on May 10 up to  $5-6 \times 10^{-6}$  mps. The most active phase of the eruption was from 13:10 till 18:30 UTC on May 09. According to video and visual observation, ash explosions send ash up to 8,000-11,000 m (or 26,400 - 36,300 ft.) ASL from 16:30 till 22:40 UTC on May 09 (Fig.1). Ash plumes extended to the east-southeast. From 22:40 UTC on this day rich ash clouds closed the volcano up to 5,000-6,000 m (or 16,500-19,800 ft.) ASL. At 22:14 UTC on May 09, a front of pyroclastic and mud flows was observed on the south-east slope of the volcano (Fig.2). The run-out distance of these



Fig.4. Ash deposits are to the south-east from the Sheveluch volcano on May 11, 2004. Satellite data of USA.



Fig.5. The road and the dam in the area of river Bekesh were destroyed with mud flows. Photo by Yu.V. Demyanchuk.



Fig.6. Pyroclastic flows in the central sector of the southern volcanic slope. Photo by Sergey V. Ushakov.

flows was about 7-8 km (or 4.3-5 mi). According to satellite data from the USA and Russia, 9-pixel thermal anomaly was observed over the lava dome at 10:36 UTC and 6-pixel – at 17:42 UTC on May 09. From 18:25 through 02:02 UTC on this day, an ash plume extended > 450 km (or 280 mi) to the south-east from the dome and on May 11, ash plume reached up to Bering Island (Fig.3). Ash deposits in the wide sector (~ 50 degr.) to the south-east from the volcano were observed on May 11 (Fig.4). According to data from Ust-Kamchatsk, the ash falls occurred on May 09-10. The thicknesses of orange-brown ash deposits were about 1-2 mm at Ust-Kamchatsk and 5-7 mm in 30-50 km (or 18-30 mi)

from this settlement. On May 10, airport at Ust-Kamchatsk was closed. The road and the dam in the area of river Bekesh were destroyed with mud flows (Fig.5).

On May 21, the lava dome of the volcano and eruptive pyroclastic flows were observed and studied by volcanologist. A part of the dome was destroyed and small viscose lava flow was noted on the top of the dome. The deposits of typical gas-rich juvenile pyroclastic flows with high temperature situated in the

central sector of the southern volcanic slope (Fig.6). The temperature of the general flow was about 300°C at a depth of 15 cm. The flow matrix averages up to 60-70 % of the flow mass. Possible deposits of block and ash pyroclastic flow situates in a central part of juvenile pyroclastic flows. A study of this eruptive products will continues.

#### References

1. Girina O.A., Chubarova O.S., Senyukov S.L. (2002) The Recent Activity of Sheveluch Volcano. Abstracts. 3<sup>rd</sup> Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Kurile-Kamchatka-Aleutian Arcs. 121-122 p.
2. Fedotov S.A., Dvigalo V.N., Zharinov N.A. et al. (2001) Eruption of Shiveluch volcano in May-July 2001. *Volcanol. Seismol.* 6. 3-15. (in Russian).
3. Khubunaya S.A., Zharinov N.A., Muraviev Ya.D. et al. (1995) 1993 Eruption of Shiveluch volcano. *Volcanol. Seismol.* 17 (1). 1-19.

## RECURRENT CALDERA-FORMING ERUPTIONS: KSUDACH CASE STUDY

**Pavel Izbekov<sup>1</sup>, James Gardner<sup>2</sup>, Ivan Melekestsev<sup>3</sup>, and John Eichelberger<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Alaska Volcano Observatory, Fairbanks, Alaska, USA*

<sup>2</sup>*University of Texas at Austin, Texas, USA*

<sup>3</sup>*Institute of Volcanology and Seismology, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

The development of volcanic centers in mature arcs is often cyclic. The continuous building of a stratocone through frequent low-volume eruptions of mafic-intermediate magmas may abruptly culminate in a catastrophic, voluminous eruption of silicic magma, which partly or completely destroys the stratocone and forms a caldera instead. After a period of quiescence the construction of a new cone may start at the same location and the entire cycle may repeat again (e.g. Odnoboky – Academy Nauk, Krashennnikov etc.). Ksudach caldera complex, Kamchatka, appears to represent an exemplary case where at least three such cycles have been completed since middle Pleistocene. We use petrological and experimental approaches to determine the relationships of the erupted magmas and to infer their pre-eruptive conditions, which potentially may illuminate the mechanism of such cyclicity, as well as the mechanism of the recurrent caldera-forming eruptions.

We focused first on the composition of the most evolved magmas erupted during a sequence of three caldera-forming eruptions occurred at Ksudach during the Holocene: the dacite of the initial fall deposit of KS-4 (8800 yr. BP, 67.4 wt % SiO<sub>2</sub>), the KS-3 rhyolite (~6000 yr. BP, 70.3 wt % SiO<sub>2</sub>), and the KS-1 rhyolites (1800 yr. BP, 71.5-72.1 wt % SiO<sub>2</sub>). For all erupted magmas the main mineral assemblage is plagioclase, pyroxenes, and Fe-Ti-oxides.

Magnetite-ilmenite thermometry indicates that the dacite of KS-4 was last equilibrated at 914-924°C and  $f_{O_2}$  of NNO+0.4, KS-3 rhyolite at 894-927°C and  $f_{O_2}$  of NNO+0.1, KS-1 rhyolite at 870-907°C and NNO+0.6. It appears that there is a weak overall cooling trend from older to younger magmas of similar silicic composition. Plagioclase is a dominant phenocryst phase in the studied KS-1, KS-3, and KS-4 products. Most show oscillatory-zoning. Their compositions range from An<sub>52.3±3</sub> in KS-4 to An<sub>43±6</sub> in KS-1, with KS-3 plagioclase compositions being intermediate, which is consistent with the view that these magmas have been derived from a single, slowly cooling source. However, the presence of “dusty-zoned” plagioclases, in which resorbed An<sub>46-49</sub> cores are mantled by An<sub>72-75</sub> inclusion-rich rims, as well as rare anorthite xenocrysts (An<sub>93-96</sub>) indicate that the composition of silicic magmas was likely modified by mixing with basalt.

The phase equilibria experiments have been carried out in order to constrain the pre-eruptive conditions of the most recent caldera-forming eruption KS-1 (1800 yr. BP). Hydrothermal experiments were run in externally heated, cold-seal pressure vessels at water-saturated conditions at 100 MPa, temperatures from 725°C to 900°C, and oxygen fugacities near the NNO buffer. The natural mineral and glass compositions are best reproduced at temperatures derived independently from the magnetite-ilmenite thermometry (870-907°C), which suggests that 100 MPa is a good estimate for the pre-eruptive pressure of the KS-1 rhyolite.

Possibly, the continuous growth of Ksudach-3 (according to Selyangin) stratovolcano was terminated abruptly by an emplacement of a large body of water-bearing silicic magma. It flushed the pre-existing andesitic magma chamber and erupted explosively ca. 8800 yr. BP causing the collapse of the stratocone and the formation of the first Holocene caldera (KS-4). The remaining part of the silicic magma body was large enough to block the way to continuing basaltic inputs and thus precluded the formation of a new stratocone. This magma body erupted explosively at ~6000 yr. BP, at ~4000 yr. BP (bomb tuff), and again at 1800 yr. BP, when the volume of the remaining silicic magma become finally reduced to the critical level at which the silicic body did not block the way to the ascending mafic magmas. At this point a new stratocone (Shtubel') started to grow through less violent eruptions of fresh basaltic and small remaining portions of silicic magmas.

## О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ СЕВЕРНОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ: СЕЙСМИЧНОСТЬ, 3D СКОРОСТНАЯ СТРУКТУРА, ИСТОЧНИКИ МАГМОПИТАНИЯ

Л.И. Гонтовая<sup>1</sup>, И.В. Низкоус<sup>2</sup>, Э. Кисслинг<sup>3</sup>, С.Л. Сениуков<sup>4</sup>, И.А. Санина<sup>2</sup>,  
А.П. Хренов<sup>5</sup>

<sup>1</sup> *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Россия*

<sup>2</sup> *Институт динамики геосферы РАН, Россия*

<sup>3</sup> *Институт Геофизики, Цюрих, Швейцария*

<sup>4</sup> *Камчатская Опытно-Методическая сейсмологическая партия ГС РАН, Россия*

<sup>5</sup> *ИГЕМ РАН, Россия*

Северная группа вулканов Камчатки относится к крупнейшим вулканическим центрам активных континентальных окраин Земли. И, безусловно, причины столь необычной активности должны быть связаны с особенностями глубинной тектоники. Здесь приводятся новые результаты исследования скоростного строения литосферы-астеносферы от поверхности до глубины 200 км по временам вступлений Р и S волн от региональных камчатских землетрясений (из каталога отобрано 2386 событий за период 1986-2001 гг.). В области вулканов для более детального изучения строения верхней части литосферы использованы данные вулcano-тектонических (ВТ) землетрясений, зарегистрированные 11-ю станциями в пределах Северной группы (из каталога выбрано 643 события за 2003-2004 гг.). Реконструкция объемной скоростной структуры выполнена методом высокоточной сейсмотомографии по пакету программ VELEST.

Полученная 3D региональная скоростная модель отображает основные характерные тектонические особенности глубинной структуры Центрально-Камчатской депрессии. По характеру скоростных аномалий установлена взаимосвязь структур верхних частей литосферы, обусловленных формированием впадины, с глубинными, приуроченными к области коллизии литосферных плит Тихого океана и континента. Под впадиной, севернее Кроноцкого полуострова, отмечены изменения в структуре неоднородностей литосферы и астеносферы, которые заключаются в значительном подъеме верхней границы последней до глубины ~70-80 км, и одновременно хорошо выраженной здесь резкой границе М на глубине около 35 км. Центр мантийной низкоскоростной неоднородности расположен примерно на широте Толбачинских конусов, ее нижняя граница соответствует глубине 130-140 км, перепад скорости  $V_p$  со вмещающими породами составляет около 4-5%. Предположительно эту аномалию можно связать с мантийным магматическим очагом. Ключевская группа вулканов приурочена к краю этой структуры. Здесь отмечено отсутствие астеносферного клина и изменение характера раздела нижняя кора-мантия. Объемная структура скоростных неоднородностей свидетельствует о приуроченности Ключевских вулканов к глубинному разлому, корни которого, очевидно, имеют связь с предполагаемым мантийным очагом. Наиболее контрастная и интенсивная (-10÷-12% относительное изменение скорости Р волн) низкоскоростная аномалия зафиксирована в нижней коре южнее Ключевской группы - под Толбачинскими конусами. Ключевской вулкан расположен на периферии этой коровой аномалии и приурочен к зоне высоких скоростных градиентов (различие скоростей в блоках верхней коры составляет здесь около 20%, нижней коры – 8-10%). Выявленная в нижней коре под Толбачинскими конусами низкоскоростная неоднородность имеет непосредственную связь с аномалией такого же знака (однако меньшей интенсивности) под Ключевской группой и, очевидно, их можно связывать с промежуточным коровым очагом. Однако под Толбачинскими конусами эта аномалия не имеет очевидной связи с более глубокими источниками питания. В. Шивелуч имеет связь с глубинной структурой Ключевских вулканов согласно характеру скоростных аномалий в верхах мантии. Однако эта связь не устанавливается на больших глубинах.

Непосредственно под Ключевским вулканом глубинное строение изучено более детально по данным Р и S волн ВТ землетрясений. Структура неоднородностей земной коры и характер сейсмичности позволили построить схему возможных путей перемещения магморасплавов к дневной поверхности (к центральному кратеру и побочным прорывам) и установить характер их взаимосвязи с промежуточным очагом.

Полученные результаты совместно с анализом других геолого-геофизических полей, в частности полей силы тяжести, структурой электропроводности, данными по веществу и оценками возможных термодинамических условий его образования могут на наш взгляд значительно дополнить представления о глубинных геодинамических процессах области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг.

## **DEEP STRUCTURE OF KAMCHATKA NORTHERN VOLCANIC GROUP: SEISMICITY, 3D VELOCITY STRUCTURE, AND MAGMA SOURCES**

**L. Gontovaya<sup>1</sup>, I. Nizkous<sup>2</sup>, E. Kissling<sup>3</sup>, S. Senyukov<sup>4</sup>, I. Sanina<sup>2</sup>, A. Khrenov<sup>5</sup>**

<sup>1</sup> *Institute of Volcanology and Seismology Far East Division RAS, Russia*

<sup>2</sup> *Institute of Geospheres Dynamics RAS, Russia*

<sup>3</sup> *Institute of Geophysics, Zurich, Switzerland*

<sup>4</sup> *Kamchatka EMSD GS RAS, Russia*

<sup>5</sup> *IGEM RAS, Russia*

The northern volcanic group (NVG) of Kamchatka is the largest volcanic center of active continental margin zones of the Earth. Certainly, such unusual activity must be linked to (deep) lithosphere and subduction processes. Here we present new results of a tomography study of the velocity structure from the surface to 200 km depth using P and S waves arrival times from 2386 local volcano-tectonic (VT) earthquakes that occurred during period of 1986-2001 and were registered at 11 seismic stations within NVG. In a first step a P and S wave minimum 1D models with station delays were calculated applying VELEST program to selected well-locatable 643 events. These models serve for high-precision hypocenter location and as initial reference model for subsequent three-dimensional (3D) tomography. The local 3D tomographic model is embedded in a regional velocity model reported in another presentation at this conference (Nizkous et al. 2004).

Beneath Central Kamchatka depression, the newly derived 3D regional velocity model shows the main deep structural blocks and based on characteristics of velocity anomalies, allows the correlation of surface and shallow crustal structure with deep lithosphere structure of the Pacific and continental plates collision zone. Beneath the trough, north from Kronotskiy peninsula, lithosphere and asthenosphere lateral velocity heterogeneities are noticed, namely a significant uplift of upper asthenosphere boundary to depths of about 70km to 80km and at the same time pronounced step of the Moho at depth of about 35 km were found (according to deep seismic sounding data). The center of mantle low velocity anomaly is located near the latitude of Tolbachinskiy cones. Its lower boundary corresponds to 130km to 140km depth with a P-wave velocity reduction of 4% to 5%. Presumably this anomaly corresponds to a mantle magma source, though no asthenospheric wedge was found at depth.

While the most pronounced and extensive low P-velocity anomaly (from -10% to -12%) is observed south of the Klyuchevskoi volcanoes group (KVG) – beneath Tolbachinskiy cones, Klyuchevskoi volcano is located at the periphery of a crustal anomaly that exhibits a strong lateral velocity gradient, with velocity variation in upper crust up to 20%, while in the mantle below still 8% to 10% are observed. The low velocity anomaly in the lower crust beneath Tolbachinskiy cones directly connects with an anomaly of the same sign but lesser intensity beneath KVG, and likely they may be referred to as an intermediate crustal magma chamber. Beneath Tolbachinskiy cones, however, this anomaly has no evident connection with deeper

magma source. Deep structure directly beneath Klyuchevskoi volcano has been studied in more details using P- and S-waves arrival time data from VT earthquakes. Observed crustal structure and local velocity heterogeneities allow to construct a scheme of liquid magma displacement to the surface (to the central cone and the side breaks) and to establish connection with an intermediate source.

Obtained tomographic results together with other geological-geophysical field analysis, in particular with the gravity field, electroconductivity structure, material composition data, and assessment of possible thermodynamic conditions of its formation, lead to a more complete assessment and understanding of deep geodynamic processes in Kuril-Kamchatkan and Aleutian arcs junction area.

### **ПРЯМОЕ ОПРОБОВАНИЕ ЭРУПТИВНЫХ ОБЛАКОВ С ПОМОЩЬЮ ПРИВЯЗНЫХ АЭРОСТАТОВ: РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ 2003 И 2004 ГГ. НА ВУЛКАНЕ КАРЫМСКИЙ, КАМЧАТКА, РОССИЯ**

**Александр Белоусов<sup>1,2</sup>, Марина Белоусова<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт Вулканологии и Сейсмологии, Петропавловск-Камчатский*

<sup>2</sup>*Институт Морской Геологии и Геофизики, Южно-Сахалинск, Россия.*

*E-mail: [belousov@mail.ru](mailto:belousov@mail.ru)*

Одна из важных проблем вулканологии - определение истинного гранулометрического состава пироклаستيку в эруптивном облаке. Без этих данных невозможно понять процессы фрагментации магмы, точно подсчитать количество изверженного материала, оценить степень опасности вулканических облаков для самолётов, предсказать воздействие извержений на климат и тд. В настоящее время эта проблема решается только приблизительно, путём различных пересчётов данных гранулометрического анализа тефры - пирокластик, выпавшей на землю. Пересчёт необходим, так как в процессе отложения, пирокластик подвергается сложной гравитационно-эоловой сортировке. В результате первичный грансостав сильно искажается: чем крупнее частицы, тем ближе к вулкану они выпадают. Самая тонкая фракция может годами находиться взвешенной в атмосфере, и её количество не поддаётся измерению. Очевидно, что наилучшим решением проблемы является прямое опробование вулканического облака. В 2003 и 2004 гг. мы провели полевые эксперименты на вулкане Карымский, цель которых заключалась в проверке принципиальной возможности опробования эруптивного облака. Для этого были сконструированы специальные пробоотборники и разработана схема опробования. Для доставки пробоотборника в вулканическое облако, мы использовали привязной аэростат, наполненный гелием. Во время экспериментов, на Карымском происходили пепловые выбросы вулканического типа, высота которых достигала 3 км над кратером. Мы произвели несколько запусков, в ходе которых, аэростат достигал высоты до 2 км над кратером. Несмотря на то, что опробование не было достигнуто, проведённые эксперименты доказали принципиальную возможность данного метода исследования. Мы планируем продолжить эксперимент в 2005 г. Предложенный метод, может быть использован также для прямых измерений других параметров вулканических облаков: температуры, газового состава и др.

**DIRECT SAMPLING OF ERUPTIVE CLOUDS USING TETHERED BALLOONS:  
RESULTS OF THE 2003 AND 2004 FIELD EXPERIMENTS ON KARYMSKY  
VOLCANO, KAMCHATKA, RUSSIA**

**Alexander Belousov<sup>1,2</sup>, Marina Belousova<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Volcanology and Seismology, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Marine Geology and Geophysics, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia.*

*E-mail: belousov@mail.ru*

One of important problems of volcanology is real grain size distribution of pyroclastic material in eruptive cloud. Without knowing that it is impossible to calculate precisely erupted volumes of magma, to understand processes of magma fragmentation, to predict effects of eruptions on climate, and to estimate volcanic danger to aircrafts. Currently the problem is solved only approximately, mainly by means of various calculations of the original grain size basing on grain size analyses of fallout deposits collected on the ground. The calculations are necessary because ash-fall deposits result from complex gravitational settling of the original population of pyroclasts from turbulent eruption cloud. As a result larger particles fall out in more proximal areas to the source than do smaller ones, while finest particles can stay suspended for years in atmosphere, and thus their percentage can not be calculated precisely. Obviously, the only reliable solution of the above problem is direct sampling of eruptive clouds.

In summers 2003 and 2004 we have conducted field experiments on Karymsky volcano, the goal of which was to check principle possibility of sampling of an eruptive cloud. For the experiments, we designed special sampling equipment as well as sampling procedure. To deliver the sampler into eruptive cloud, we used tethered balloon filled with helium. During the experiments the volcano produced regular moderate scale explosions of vulcanian type. Ash clouds of the explosions rose up to 3 km above the crater. We have fulfilled several launches, in which the balloons lifted the attached samplers up to 2 km above the erupting volcano. Although the sampling itself was not achieved, the experiments have shown principle validity of the designed sampling devices as well as of the sampling procedure. We are planning to continue the experiment in summer 2005. The proposed method of sampling could be useful not only for determination of grain-size distributions of pyroclasts in volcanic clouds, but with some modifications could be used also for determination of other important parameters of volcanic clouds like gas composition, temperature etc.

**РЕЖИМ ИЗВЕРЖЕНИЙ И ПАРАМЕТРЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ  
ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ**

**Ю.Б. Слезин**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*

*Петропавловск-Камчатский, 683006, Россия. E-mail: slezin@kcs.iks.ru*

Основные характеристики режима извержений вулкана Шивелуч в последние сотни лет следующие (Мелекесцев и др., 2003, 2004): 1) наблюдается циклическое чередование кратковременных высокоинтенсивных газо-пирокластических извержений с длительными периодами относительного покоя, включающими несколько довольно продолжительных эпизодов экструзивной деятельности; 2) интервалы между газо-пирокластическими извержениями, начиная с 970 года, составляют 60-400-220-200-110 лет - в среднем 200 лет; 3) средний темп поступления вещества за последние 350 лет приблизительно постоянен и равен  $450 \text{ кг}\cdot\text{с}^{-1}$ , а за последний полный цикл - 110 лет с 1854 по 1964 годы -  $560 \text{ кг}\cdot\text{с}^{-1}$ ; 4) средняя интенсивность газо-пирокластических извержений очень высока - в 1964 году  $7,5 \times 10^8 \text{ кг}\cdot\text{с}^{-1}$ ; 5) между окончанием газо-пирокластической

стадии и началом первого экструзивного эпизода наблюдается значительный интервал полного покоя (в 1964 году - 16 лет).

Резкая неравномерность поступления магмы указывает на существование неглубокого очага, где происходит периодическая задержка потока. Петрологические данные М. Хэмфри (2004) указывают на глубину периферического очага, равную примерно 5 км и на достаточно большое содержание растворенной воды (5%). Температура оценивается в районе (800-900)°С. В этом случае прекращение плинианской стадии должно быть связано с погружением уровня фрагментации в очаг (Слезин, 1991, 1998). В соответствии с (Слезин, 1987, 1998) может быть рассчитана величина магматического опускания (частичного опустошения очага). Далее по известному объему выброшенного вещества, приведенному к плотной магме, может быть оценен горизонтальный размер периферического очага.

Для расчета величины магматического опускания необходимо знать условия у верхней кромки очага в момент прекращения газо-пирокластической стадии извержения. Этот момент должен соответствовать началу разрушения силикатной пены в очаге (Слезин, 1991), когда кратность ее примерно соответствует плотной упаковке газовых пузырьков. При условии равновесности газоотделения для условий Шивелуча этому соответствует давление 13 МПа и содержание растворенной воды чуть больше 2%. Тогда максимальная величина магматического опускания будет около 1,8 км, и диаметр цилиндрического очага составит чуть более 0,5 км. Поскольку плинианская фаза извержения длилась всего 20 минут, и диффузионное равновесие не могло быть достигнуто, степень опустошения очага должна быть несколько меньше, а горизонтальный размер очага соответственно больше, однако, во всяком случае, не больше 1 км. С малым горизонтальным размером очага (значительно меньшим, чем глубина его верхней кромки), очевидно, связано отсутствие кальдерного проседания.

Возобновление извержений, повторение циклов, говорит о существовании приблизительно постоянной глубинной подпитки периферического очага. Можно предположить, что интервал времени между окончанием газопирокластической стадии и началом экструзивной должен примерно соответствовать времени, необходимому для заполнения частично опустошенного очага и канала. Если разделить выброшенную массу на время покоя перед началом экструзии, получим для величины среднего темпа поступления вещества  $1780 \text{ кг}\cdot\text{с}^{-1}$ , что втрое больше среднего темпа поступления вещества за последние 110 лет, но близко к максимальному темпу его поступления в процессе роста первого после перерыва экструзивного купола. Разница между средним темпом за 110 лет полного цикла перед и за первые 16 лет после частичного опустошения очага может быть объяснена увеличением темпа подпитки из глубины, обусловленным уменьшением внешней нагрузки после выброса большой массы магмы, и может послужить основой для оценок параметров глубинной питающей системы.

Величина среднего расхода в течение двадцатиминутного извержения 1964 г., составившая  $7,5 \times 10^8 \text{ кг}\cdot\text{с}^{-1}$  (Мелекесцев и др., 2004), вместе с известными характеристиками магмы и глубиной верхней кромки очага позволяет найти характеристики канала, используя метод, изложенный в (Слезин, 2003), после введения некоторых допущений относительно формы канала (вертикальный цилиндр) и с использованием последовательных приближений.

Сначала находится величин параметра проводимости канала (Слезин, 1998):

$$\sigma = R^2 / \eta, \quad (1)$$

где  $R$  - радиус канала,  $\eta$  - вязкость, обеспечивающая наблюдаемый режим извержения и интенсивность плинианской стадии, а также соответствующая скорость подъема магмы. Для извержения 1964 года проводимость равна приблизительно  $0,15 \text{ м}^2\cdot\text{Па}^{-1}\cdot\text{с}^{-1}$ . Скорость магмы плотностью  $2500 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$  перед прекращением газо-пирокластической стадии извержения равна  $12 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  и средняя скорость на этой стадии около  $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , откуда площадь поперечного сечения канала равна  $1,7 \times 10^4 \text{ м}^2$  и радиус цилиндрического канала



70 м. Величина вязкости в зоне жидкостного потока ниже уровня фрагментации оценивается по уравнению (1) и равна  $3,3 \times 10^4$  Па·с. По оценкам М Хэмфри (2004) для магмы Шивелуча такая величина вязкости получается при температуре  $860^\circ\text{C}$ , что близко соответствует среднему значению температуры магмы в очаге, определявшейся по различным геотермометрам.

Работа выполнена при поддержке фонда ИНТАС (грант INTAS-01-0106).

#### Список литературы

1. Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирсанова Т.П., Пономарева В.В., Певзнер М.М. 300 лет жизни камчатских вулканов: молодой Шивелуч (анализ динамики и последствий эруптивной активности в XVII-XX вв. Часть I. 1650-1964 гг. // Вулканология и сейсмология. 2003. № 5. С.3-19.
2. Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирсанова Т.П., Пономарева В.В., Певзнер М.М. 300 лет жизни камчатских вулканов: молодой Шивелуч (анализ динамики и последствий эруптивной активности в XVII-XX вв. Часть II. 1965-2000 гг. // Вулканология и сейсмология. 2004. № 1. С.
3. Слезин Ю.Б. Механизм опустошения очага при образовании кальдер. // Вулканология и сейсмология. 1987. № 5. С.3-15.
4. Слезин Ю.Б. Изменение расхода вещества в процессе крупного эксплозивного извержения. // Вулканология и сейсмология. 1991. № 1. С.35-45.
5. Слезин Ю.Б. Механизм вулканических извержений (стационарная модель). М.: «Научный Мир». 1998. 127 с.
6. Слезин Ю.Б. Характеристики подводящего канала вулкана как результат анализа изменений расхода магмы при извержении. - В кн. «Вулканизм и геодинамика». Мат-лы 2-го Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург. 2003. С.896-900.
7. Hamphrey M. 2004. Личное сообщение.

### ERUPTION REGIME AND MAGMA SYSTEM PARAMETERS OF THE VOLCANO SHIVELUCH

**Yu.B. Slezin, IVS FED RAS**

*Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Piip Blvd. 9 Petropavlovsk-Kamchatsky  
683006 Russia. E-mail: slezin@kcs.iks.ru*

The principal characteristics of the eruption regime of Sheveluch are as follows (Melekestsev et al., 2003, 2004): 1) cyclic alternation of short and very intensive gas-pyroclastic eruptions and relatively prolonged repose stages including several extrusive episodes; 2) the intervals between gas-pyroclastic eruptions from the year 970 are: 60 - 400 - 220 - 200 - 110, the average is 200 years; 3) the average magma discharge rate is approximately constant:  $450 \text{ kg s}^{-1}$  during the last 350 years and  $560 \text{ kg s}^{-1}$  during the last full cycle between 1854 and 1964; 4) the average magma discharge rate during gas-pyroclastic eruptions is very high -  $7.5 \times 10^8 \text{ kg s}^{-1}$  in 1964; 5) there is a significant time interval between the end of a gas-pyroclastic stage and the start of the following extrusive stage - 16 years in 1964.

Sharp changes in magma discharge rate indicate the existence of a shallow magma chamber - the reservoir where magma could be periodically accumulated. Petrological data of M. Hamphrey (2004) indicate a magma chamber depth of approximately 5 km and a relatively large dissolved water content - 5%. Magma temperature was estimated to be in the region of  $900^\circ\text{C}$ . In this case, the end of the gas-pyroclastic phase must be the result of the fragmentation level shifting to the magma chamber (Slezin, 1991, 1998). Using the approach of Slezin (1991, 1998),

magma drawdown (partial magma chamber evacuation) can be calculated. Then, knowing total erupted volume reduced to the dense magma, the horizontal dimension of the magma chamber can be estimated.

To calculate magma drawdown one should know the conditions at the magma chamber's upper boundary at the end of the gas pyroclastic stage of eruption. These conditions correspond to the beginning of the magma foam disruption in the magma chamber, when bubbles are in a tight-packing state. If the equilibrium between dissolved and free gas in bubble-rich magma is maintained, the pressure of 13 MPa and the dissolved water content of a little more than 2 wt% corresponds to these conditions. Maximum value of the magma drawdown would be about 1.8 km and the diameter of the cylindrical magma chamber would be a little more than 0.5 km. As the gas-pyroclastic stage had lasted only 20 minutes, an equilibrium state could not be reached. Therefore, the magma drawdown had to be less and the magma chamber diameter larger, but in all cases no more than 1 km. The small magma chamber horizontal diameter (much less than the chamber depth) is the cause of the lack of caldera subsidence.

The resumption of eruption and the beginning of a new cycle indicates the existence of the peripheral magma chamber feeding from depth. It can be suggested that the time interval between the end of the gas-pyroclastic stage and the beginning of the extrusive stage should be approximately the time needed to refill the partly evacuated magma chamber and the conduit. Dividing the erupted pyroclastic mass by the repose time before onset of extrusion, one obtains an average discharge rate of  $1780 \text{ kg s}^{-1}$ . This is thrice larger than the average magma discharge rate in the last 110 year cycle, but near the maximum discharge rate at the beginning of the extrusive dome growth. The difference between average discharge rate in 110 years of the full cycle before and in 16 years after the partial magma chamber evacuation can be explained by the discharge rate increasing as a result of the decreasing of the external loading after the eruption of the great mass of magma. This difference can help to obtain some parameters of the deep feeding system.

Average discharge rate during 20 minutes of the 1964 gas-pyroclastic eruption, known characteristics of magma and the depth of the upper boundary of the magma chamber enable one to find conduit parameters using method described in (Slezin, 2003) adding some assumptions about conduit shape (a vertical cylinder) and using iterations.

At first conductivity parameter  $\sigma$  is calculated by numerical procedure (Slezin, 1998).

$$\sigma = R^2 / \eta \quad (1)$$

$R$  is the conduit radius;  $\eta$  is magma viscosity, which is needed to provide actual eruption regime and intensity. Also magma ascent velocity is calculated. For the 1964 Sheveluch eruption conductivity is approximately  $0.15 \text{ m}^2 \text{ Pa}^{-1} \text{ s}^{-1}$ . Magma velocity at the magma density  $2500 \text{ kg m}^{-3}$  before the end of the gas-pyroclastic stage is  $12 \text{ m s}^{-1}$  and the average velocity at this stage is about  $20 \text{ m s}^{-1}$ . So, the cross-sectional area of the conduit is  $1.7 \times 10^4 \text{ m}^2$  and the radius of the circular cross-section is  $70 \text{ m}^2$ . Magma viscosity under the fragmentation level can be estimated using equation (1) as  $3.3 \times 10^4 \text{ Pa s}$ . The calculations of M. Hamphrey (2004) give the same value of Sheveluch magma viscosity at the temperature of  $860^\circ\text{C}$  which corresponds to the average temperature of Sheveluch magma calculated by different geothermometers.

This work was financially supported by INTAS, (grant INTAS-01-0106).

## References

1. Melekestsev I.V., Dvigalo V.N., Kirsanova T.P., Ponomareva V.V., Pevzner M.M. 300 years of Kamchatka volcanoes life: young Shiveluch (the analysis of dynamic behaviour and the consequences of the eruptive activity in XVII-XX centuries. Part I. 1650-1964. *Vulcanologia & Seismologia*. 2003. No 5. P.3-19.
2. Melekestsev I.V., Dvigalo V.N., Kirsanova T.P., Ponomareva V.V., Pevzner M.M. 300 years of Kamchatka volcanoes life: young Shiveluch (the analysis of dynamic behaviour and the

- consequences of the eruptive activity in XVII-XX centuries. Part II. 1965-2000. *Vulcanologia & Seismologia*. 2004. No 1. P.
3. Slezin Yu.B. The mechanism of magma chamber evacuation leading to caldera formation (in Russian). *Vulcanologia & Seismologia*. 1987. No 5. P.3-15.
  4. Slezin Yu.B. Changes in magma mass rate during the large explosive eruption (in Russian). *Vulcanologia & Seismologia*. 1991. No 1. P.35-45.
  5. Slezin Yu.B. The mechanism of volcanic eruptions (stationary model). (in Russian). Nauchny Mir, Moscow. 1998. 127 pp.
  6. Slezin Yu.B. the characteristics of the volcanic conduit as a result of the analysis of the magma mass rate changes during eruption. In: «Volcanism and geodynamics». Proceedings of the 2nd Russian symposium on Volcanology and Paleovolcanology. Ekaterinburg, 2003. P.896-900.
  7. Hamphrey M. 2004. Personal communication.

### **MINI-ULTRAVIOLET SPECTROMETER (MUSE) AND THERMAL INFRARED IMAGE OBSERVATIONS OF ALASKAN VOLCANOES: COMPARISONS TO ASTER SATELLITE DATA**

**David Schneider<sup>1</sup>, Yvonne Branat<sup>2</sup>, Courtney Kearney<sup>3</sup> and Rick Wessels<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*U.S. Geological Survey, Alaska Volcano Observatory, Anchorage, AK 99508, USA*

<sup>2</sup>*Michigan Technological University, Houghton, MI 49931, USA*

<sup>3</sup>*University of Alaska Fairbanks Geophysical Institute, Fairbanks, AK 99775, USA*

The Alaska Volcano Observatory uses data from seismic networks and satellite sensors to monitor the more than 40 historically active volcanoes that lie along the 2500 km-long Aleutian Arc. The main sources of satellite monitoring data are coarse spatial resolution (1 to 8 km) near-real-time data from the AVHRR, MODIS and GOES sensors. Data from these sensors are analyzed at least twice each day to detect and measure thermal activity and emissions of volcanic ash and sulfur dioxide. These data are supplemented by the occasional use of high spatial resolution satellite data (90 m) from the ASTER sensor, which can resolve lower levels of thermal activity and gas emissions than can be detected in the daily data. Although the ASTER data have improved detection limits for observing these phenomena, field measurements can provide important additional constraints on the interpretations of satellite data. This paper reports on the initial results of a field campaign to be conducted during July 2004 at Shishaldin, Pavlof and Hague volcanoes to collect high-resolution thermal images and measurements of sulfur dioxide flux. Thermal images will be collected using ground-based and helicopter-mounted thermal infrared cameras (FLIR ThermoCAM 595), and sulfur dioxide fluxes will be measured using a portable mini-ultraviolet spectrometer (MUSE). These data will be used to ground-truth ASTER satellite measurements of thermal and sulfur dioxide fluxes. Field measurements of the thermally active regions at these volcanoes will aid routine analysis of ASTER data by quantifying their sub-pixel extent. Determination of sulfur dioxide flux using the MUSE instrument will be used to assess the accuracy of ASTER satellite retrievals.

## DETECTING SMALL GEOTHERMAL FEATURES AT NORTHERN PACIFIC VOLCANOES USING TERRA SATELLITE ASTER THERMAL INFRARED DATA

**Rick Wessels<sup>1</sup>, Sergey Senyukov<sup>2</sup>, Anastasia Tranbenkova<sup>3</sup>, and Dave Schneider<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *U.S. Geological Survey, Alaska Volcano Observatory, Anchorage, Alaska, USA*

<sup>2</sup> *Kamchatkan Experimental-Methodical Seismological Department, Geophysical Service Russian Academy of Science, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

<sup>3</sup> *Institute of Volcanology and Seismology, Far East Division Russian Academy of Science, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

The Alaska Volcano Observatory (AVO) and the Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team (KVERT) monitor northern Pacific volcanoes for major thermal anomalies by analyzing thermal infrared (TIR) images from the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) and Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) sensors at least twice per day. The 1 km resolution AVHRR and MODIS data have been very useful in detecting large and/or high-temperature thermal signatures such as lava flows, domes, and pyroclastic flows. Such anomalies commonly indicate a major eruptive event is in progress. However, in order to observe and quantify small and/or lower temperature thermal features such as fumaroles, higher spatial resolution data with better radiometric resolution are required.

We are currently evaluating over 2600 available night time TIR scenes acquired by the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) over the active Alaskan and the Kamchatka – Kurile volcanoes. The current archive spans June 2000 to present. ASTER is the only high resolution instrument that routinely acquires high spatial resolution (30 - 90 m) night time data over volcanic targets. These data sets typically contain 5 TIR (8-12 microns) with 90 meter spatial resolution and 6 shortwave infrared (SWIR) bands (1-3 microns) with 30 meter spatial resolution.

ASTER TIR band 10 for much of the archive has been manually reviewed for thermal features co-located with volcanoes. Automating this process has been difficult because lakes, streams, and other non-volcanic features at lower elevations often have similar pixel temperatures. All TIR scenes with volcanic thermal anomalies were processed to ASTER Level 2 surface kinetic temperature products. The maximum and background temperatures were logged for each location.

Our ongoing survey of the ASTER TIR data has revealed many small (<90 m) or low temperature (20-38°C) thermal features at several volcanoes along the Aleutian and Kamchatkan arcs. Mt. Hague, in the Emmons Lake complex on the Alaska Peninsula, has had almost twenty mostly cloud-free ASTER observations since August 2000. With these data along with several field observations, we've been able to track the changes in area and periodic disappearance of the lower crater pond and associated temperature changes. The craters and 1975 lava flow from New Tolbachik Volcano in central Kamchatka appear as persistent thermal features in clear night time ASTER TIR data. Mutnovsky and Gorely Volcanoes in southern Kamchatka also have several persistent thermal features in the ASTER data from late 2001 until at least November 2003. The Mutnovsky thermal features were also observed in AVHRR data by KVERT in March, June, and July 2003.

Most of these features are not seen in the daily AVHRR and MODIS reports because the signal is usually too small to easily detect. The ASTER TIR observations are currently being compared to published data and unpublished field observations in order to build a thermal record for each volcano. These new data products will be used to assess recent activity as well as add to AVO's and KVERT's database for ongoing activity.

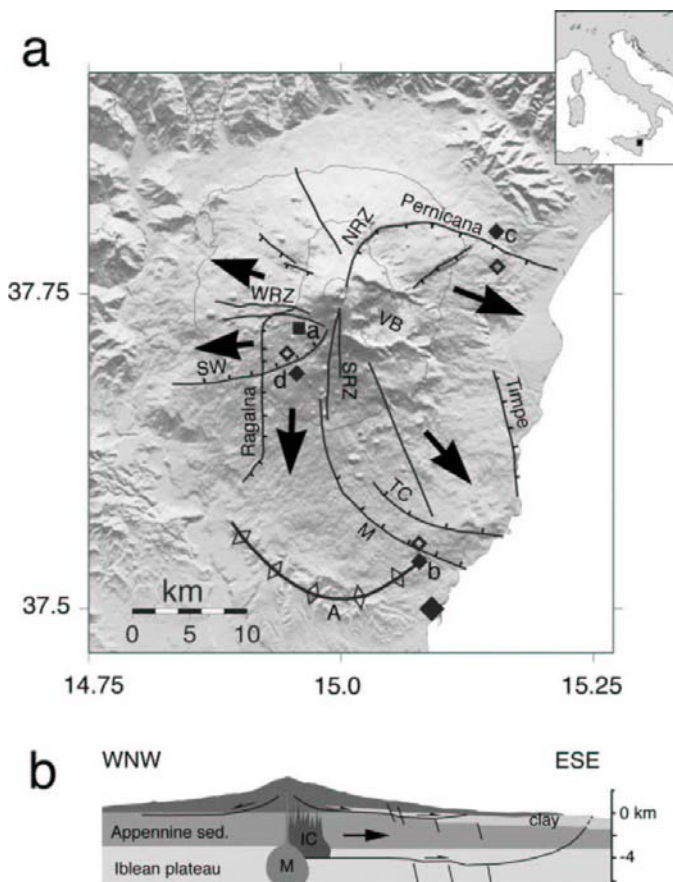
**THE POTENTIAL OF INSAR FOR VOLCANO DEFORMATION MONITORING:  
TENYEARS OF ERS OBSERVATIONS AT MT. ETNA, ITALY**

**Paul Lundgren<sup>1</sup>, F. Casu<sup>2</sup>, M. Manzo<sup>2</sup>, A. Pepe<sup>2</sup>, P. Berardino<sup>2</sup>, E. Sansosti<sup>2</sup>, and R. Lanari<sup>2</sup>**

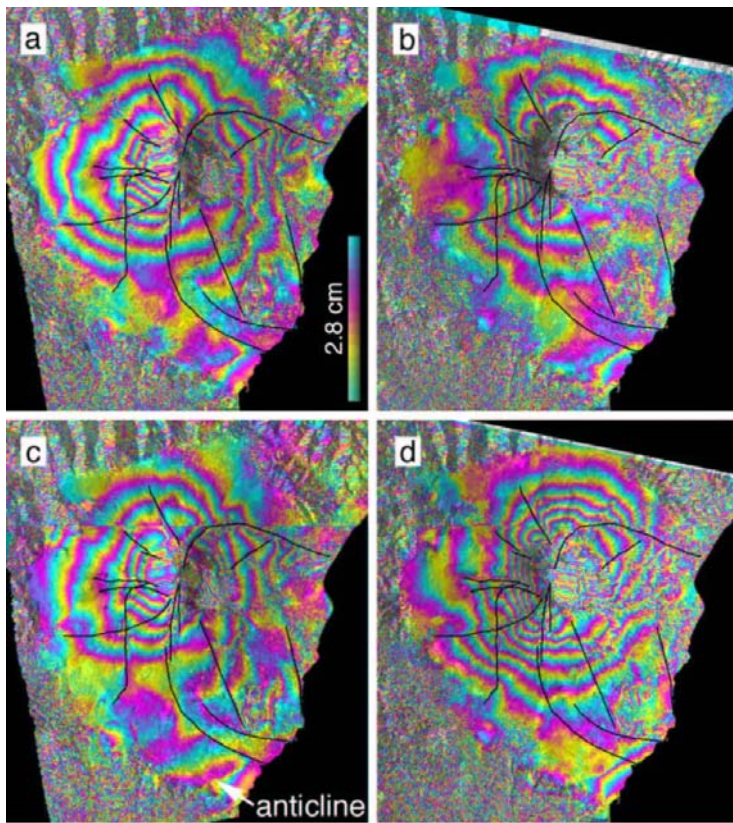
<sup>1</sup> *Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena 91109, USA*

<sup>2</sup> *IREA-CNR, Via Diocleziano, 328, I-80124 Napoli, Italy*

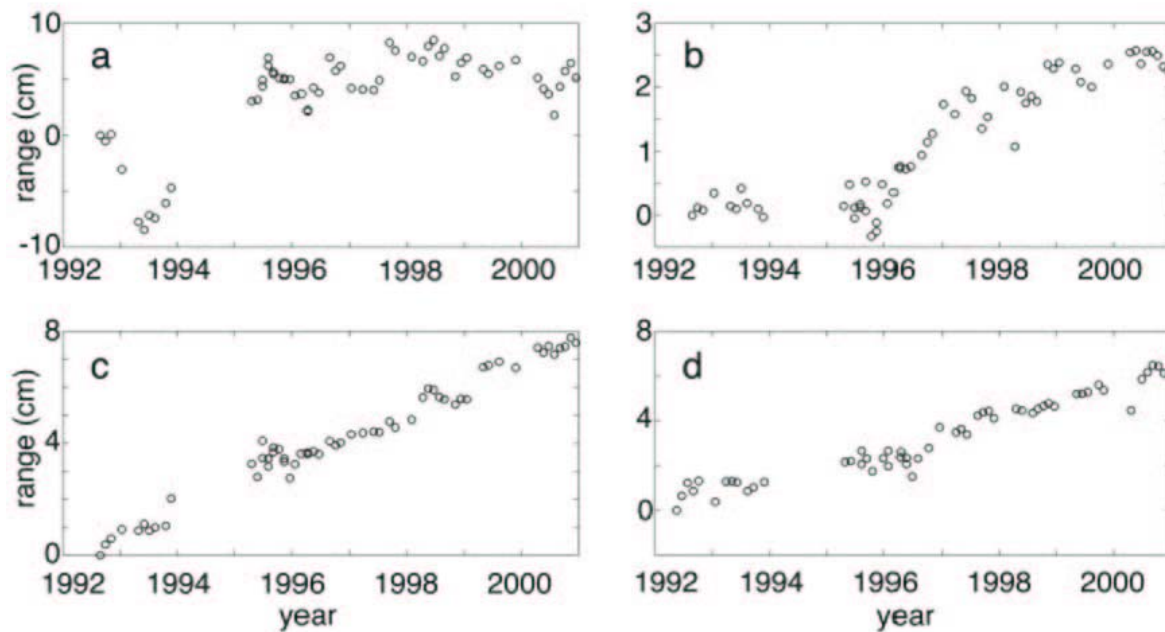
Interferometric synthetic aperture radar (InSAR) is a technique that has emerged over the last ten years as an important remote sensing tool for surface deformation studies of volcanoes. It has been used by a number of investigators to reveal important new characteristics of volcano sources and the time varying deformation of many different volcanoes in a variety of volcanic/tectonic environments. One important example of the application of InSAR to volcano studies is Mt. Etna volcano on the island of Sicily in southern Italy. This is partly due to its nearly complete set of ascending and descending SAR data from the European Space Agency's ERS-1 and ERS-2 satellites, as well as its high level of activity and significant amounts of volcano/tectonic structural deformation (Fig.1). Interferograms from ten years of ERS SAR observations of Mt. Etna volcano reveal complex magmatic and structural deformation patterns. Over 400 interferograms from ascending and descending passes show a combination of deflation/inflation and volcano spreading during the sequence of flank eruption deflation (1992-1993), quiescence inflation accompanying recharge of the magma system (1993-1995), and volcano edifice spreading during the 1995 to 2000 time period of near continuous summit eruptive activity leading up to the large flank eruption in 2001.



**Figure 1.** (a) Shaded relief map of Mt. Etna eastern Sicily (Italy). Black arrows show general sense of flank motion. Black lines show rift zones and faults. TC is the Trecastragni fault; M is the Mascalucia fault system; SW is the Southwest fault system; WRZ, NRZ, SRZ indicate the Western, Northeastern, and Southern rift zones, respectively. 'A' indicates the anticline crest at the toe of the southern flank. VB is the Valle del Bove. The solid square south of the WRZ and labeled 'a' is the point used in



**Figure 3.** a. Solid and open diamonds adjacent the Mascalucia/anticline, 'b', Pernicana, 'c', and SW, 'd', faults show the locations for the time series displacements shown in Fig. 3b, 3c, and 3d, respectively; with displacements calculated as the difference (solid – open). (b) Structural cross section (through the summit) of Mt. Etna. M is the magma body, IC the intrusive complex, and 'clay' the sub-Etnean clay layer. To the left (west) shallow flank fault is interpreted from this study 19 Sep. 1993 to 21 Sep. 1999. Solid lines indicate faults and rift zones shown in Fig. 1. Observed anticline growth is indicated in (c).



**Figure 3.** InSAR time series inversion solutions for selected locations shown in Fig.1. Line of sight (satellite range) displacements in panels (ac) are from the ascending time series, while panel (d) is from the descending time series solution. (a) Motion of the area of maximum deflation/inflation, showing the deflation accompanying the flank eruption that ended in 1999

## КАМЧАТСКАЯ ГРУППА РЕАГИРОВАНИЯ НА ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ (ПРОЕКТ KVERT) В 2002-2004

О.А. Гирина<sup>1</sup>, С.Л. Сеньюков<sup>2</sup>, К.А. Нил<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Россия*

<sup>2</sup>*Камчатская Опытно-Методическая Сейсмологическая Партия ГС РАН, Россия*

<sup>3</sup>*Аляскинская Вулканологическая Обсерватория ГС, США*

KVERT (Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team) - это совместный проект ученых Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, Камчатской Опытно-Методической Сейсмологической Партии (КОМСП) ГС РАН и Аляскинской вулканологической обсерватории (АВО).

Проект KVERT был создан с целью уменьшения риска от возможного разрушительного воздействия вулканического пепла на самолеты при извержениях вулканов, то есть для предотвращения возможных материальных потерь и гибели людей. Для решения этой задачи KVERT собирает всю возможную информацию о вулканах, на основе которой еженедельно выпускает сообщения о вулканической опасности для авиации с использованием разработанной АВО, США, системы цветowych кодов. Эта информация рассылается во все заинтересованные организации, занимающиеся вопросами безопасности населения, и помещается на сайт АВО по адресу: <http://www.avo.alaska.edu/avo4/updates/kvertweekly.htm>.

KVERT был организован на базе Института вулканической геологии и геохимии (ИВГиГ) в 1993 г. (с 2004 г. – ИВиС). С 2002 г. руководителем KVERT является Гирина О.А. В своей работе по слежению за вулканами Камчатки и Северных Курил (начиная с 2003 г.) и своевременному оповещению о вулканической опасности, KVERT использует данные мониторинга вулканов и экспертные оценки многих научных организаций. Для осуществления более тесного сотрудничества и обмена информацией в работе KVERT участвуют некоторые сотрудники КОМСП. В феврале 2003 г. на III Московском международном салоне инноваций и инвестиций за работу над программой «Обеспечение безопасности авиаполетов при извержениях вулканов» KVERT была вручена золотая медаль.

KVERT определяет степень опасности вулканов для авиации на основе данных мониторинга: сейсмического, спутникового, визуального и видео; а также сообщений авиапилотов.

Данные сейсмических наблюдений KVERT получает из КОМСП. КОМСП содержит и обслуживает сеть из 28 телеметрических сейсмических станций для наблюдений за 11 наиболее активными вулканами Камчатки и Северных Курил – зав. отделом радиотелеметрических сейсмических станций Ящук В.В. Обработку и интерпретацию сейсмических данных осуществляет лаборатория исследований сейсмической и вулканической активности – зав. лабораторией Сеньюков С.Л.

Результаты спутниковых наблюдений KVERT получает из нескольких источников. Наибольшими возможностями и опытом интерпретации спутниковых данных обладает АВО. АВО проводит ежедневные наблюдения со спутников за вулканами Аляски, Камчатки и Курил и результаты посылает в KVERT. Начиная с сентября 2002 г., ИВиС получает и интерпретирует снимки TERRA MODIS, получаемые из Госпредприятия Дальинформгеоцентр, Сахалин, Министерства Природных ресурсов России. КОМСП (лаборатория исследований сейсмической и вулканической активности) приступил к обработке и интерпретации данных датчика AVHRR (спутники серии NOAA) также с сентября 2002 г. Визуальные наблюдения за вулканами собираются сотрудниками КОМСП регулярно два раза в день с сейсмических станций. ИВС проводит полевые исследования на вулканах Камчатки и Северных Курил, собирает визуальные данные о всех возможных вулканах, получает сообщения авиапилотов.

Три вулкана: Ключевской, Шивелуч и Безымянный, находятся под постоянным контролем видеонаблюдений и доступны всем пользователям Интернета по адресу: (<http://data.emsd.iks.ru/videosvl/videosvl.htm>). Видеосистемы были куплены ИВГиГ и КОМСП при финансовой поддержке USAID/OFDA. Сотрудники КОМСП установили, разработали систему контроля и обслуживают эти видеосистемы.

KVERT тесно сотрудничает с АВО, АМЦ (аэропорт, метеорологический центр), Елизово и Токийским консультационным центром по вулканическому пеплу (Токуо ВААС, с мая 2004 г.) с целью предупреждения вулканической опасности на авиатрассах. Срочная информация о вулканической опасности (сейсмические данные КОМСП; спутниковая информация АВО, КОМСП, ИВиС; и визуальная информация ИВиС и КОМСП) сначала рассылается среди сотрудников ИВиС, АВО и КОМСП для подтверждения ее разными методами. После подтверждения срочная информация рассылается в службы обеспечения безопасности авиаполетов - АМЦ, Филиал «Камчаткаэронавигация» Госкорпорации по ОВД России, Токио ВААС и через АВО в авиационные службы США.

За исследуемый период 2002-2004 гг. произошло несколько эксплозивных извержения вулканов Камчатки, потенциально опасных для авиаперевозок: Безымянный (2002, 2003 и два в 2004); Ключевской (2003), Чикурачки (2002, 2003), Карымский (2002-2004) и Шивелуч (2002-2004).

## **KAMCHATKAN VOLCANIC ERUPTION RESPONSE TEAM (KVERT) PROJECT IN 2002-2004**

**Olga A. Girina<sup>1</sup>, Sergey L. Senyukov<sup>2</sup>, Christina A. Neal<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Russia*

<sup>2</sup>*Kamchatkan Experimental Methodical Seismological Department GS RAS, Russia*

<sup>3</sup>*Alaska Volcano Observatory USGS, USA*

KVERT is a collaborative project of scientists from IVS, KEMSD and AVO.

The purpose of KVERT is to reduce the risk of costly, damaging, and possibly deadly encounters of aircraft with volcanic ash clouds. To reduce this risk KVERT collects all possible volcanic information, issues eruption alerts to aviation and other emergency officials, and determinates the color danger code for aviation.

KVERT was founded by Institute of Volcanic Geology and Geochemistry FED RAS in 1993 (since 2004 IVS). Since 2002 Olga A. Girina has been the leader of KVERT. KVERT uses volcano monitoring data and analysis from many scientific groups to track and report on eruptive activity and unrest at Kamchatkan and Northern Kurile (since 2003) Volcanoes. KVERT staff includes some scientists from KEMSD. KVERT work was noted of the Gold medal in 2003 at III International Salon of Innovations and Investments, Moscow.

KVERT assigns the Concern Color Code for aviation using monitoring data: seismic, satellite, visual and video, and pilot reports.

KVERT receives seismic monitoring data from KEMSD. KEMSD maintains 28 telemetric seismic stations to investigate 11 of the most active volcanoes in Kamchatka and North Kurile Islands – the Telemetric Station Laboratory, chief Jaschuk V.V. Seismic data processing and interpretation – the Laboratory for Seismic&Volcanic Activity, chief Senyukov S.L.

Satellite data are provided from several sources and interpreted by scientists from AVO, KEMSD, and IVS. AVO conducts satellite analysis of the Kuriles, Kamchatka, and Alaska as part of it daily monitoring. AVO shares data and interpretation of these images with KVERT staff. IVS interprets MODIS images from State Enterprise DalInformGeoCenter of Ministry of



Nature Resources, Russia, since September 2002. IVS obtains visual volcanic information from volcanologist's field trips and pilots. KEMSD (the Laboratory for Seismic&Volcanic Activity) began AVHRR data processing in September, 2002. KEMSD staff collects visual information regularly two times per day from the seismic stations.

Three volcanoes, Klyuchevskoy, Sheveluch and Bezymianny, are under constant surveillance with a video-camera system which makes real-time images of volcanoes available on the Internet (<http://data.emsd.iks.ru/videosvl/videosvl.htm>). Video cameras were sponsored by IVGG and KEMSD with financial assistance from USAID/OFDA. KEMSD staff develops and maintains these systems.

KVERT works closely with AVO, AMC (Airport Meteorological Center) at Yelizovo Airport and the Tokyo Volcanic Ash Advisory Center (since May 2004) to release timely eruption warnings. Urgent volcanic danger information (seismic data from KEMSD; satellite information from AVO, KEMSD, IVS; and visual data from IVS and KEMSD) is shared among IVS, AVO and KEMSD to confirm volcanic danger by various methods. After confirmation, the urgent information is sending to aviation services at Yelizovo Airport, Branch «Kamchataeronavigatsia» of «State ATM Corporation of Russia», the Tokyo VAAC, and through AVO to aviation authorities in the United States.

During the period of 2002-2004, many eruptions of Kamchatkan volcanoes were potentially dangerous for aviation: four at Bezymianny (2002, 2003 and two in 2004), Klyuchevskoy (2003), Chikurachki (2003), Karymsky (2002-2004) and Sheveluch (2002-2004).

## **ПЕРСПЕКТИВЫ МОНИТОРИНГА ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВАХ**

**А.В. Рыбин<sup>1</sup>, Ю.В. Карагузов<sup>2</sup>, П.Е. Избеков<sup>3</sup>, Н.С. Терентьев<sup>2</sup>, В.Б. Гурьянов<sup>2</sup>,  
Р.В. Жарков<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Институт морской геологии и геофизики, Южно-Сахалинск, Россия*

<sup>2</sup> *Дальинформгеоцентр, Южно-Сахалинск, Россия*

<sup>3</sup> *Аляскинская вулканологическая Обсерватория, США*

Большая Курильская гряда представляет собой типичную внутреннюю вулканическую дугу Курило-Камчатской островодужной системы и протягивается от полуострова Камчатка до о. Хоккайдо на 1250 км.

В пределах островной суши выделяется 68 вулканических построек, среди которых 36 являются действующими и потенциально опасными.

Наиболее активными вулканами Курил в прошедшее столетие были Тятя, Иван Грозный, Сарычева, Севергина, Райкоке, Эбеко, Чикурачки и Алайд. Последние проявления вулканической активности связаны с вулканом Чикурачки (пепловые выбросы в январе - мае 2002 г., в апреле – июне 2003 г. и в мае 2004 г.).

В мировой практике основным методом для прогнозов вулканических извержений является сеть радиотелеметрических сейсмических станций, которые дают довольно обширную информацию о динамике недр под вулканами и позволяют с большой долей вероятности прогнозировать извержения.

Для территории Курильских островов подобной системы по предсказанию извержений и уменьшению риска от них пока не существует. В настоящее время на островах функционируют три сейсмические станции 1 класса (Курильск, Южно-Курильск, Северо-Курильск) с аналоговой регистрацией (Сахалинская ОМСП РАН) и одна полевая телеметрическая сейсмическая станция на вулкане Алайд (Камчатской ОМСП РАН), которые с определенной долей вероятности позволяют оценить степень подготовки небольшой группы вулканов к извержению. Для более детальных наблюдений и прогноза извержений необходимо переоснащение базовых станций аппаратурой нового поколения

с цифровой регистрацией и создание на этой основе телеметрических систем наблюдения в первую очередь для вулканов Тятя, Менделеева, Иван Грозный, Баранский, Чирип - Богдан Хмельницкий, Эбеко, Чикурачки и Алаид, как наиболее опасных для населения Курильских островов. Развитие сейсмических методов требует достаточно больших капиталовложений и в ближайшие годы экономически целесообразно только для перечисленных выше объектов, которые составляют около 20% от общего числа активных вулканов Курильских островов. Большая же часть действующих вулканов расположена на значительном удалении от населенных пунктов, морских транспортных путей и в ближайшие десятилетия они вряд ли будут охвачены постоянными наземными наблюдениями.

В настоящее время наиболее эффективным и экономически целесообразным подходом для решения проблем вулканоопасности и оперативного контроля труднодоступных территорий Курильских островов является развитие методов спутникового дистанционного зондирования этой территории.

С 1996 г. по 2000 г. ИМГиГ использовал для контроля состояния вулканов данные с метеорологических спутников серии NOAA № 12 и 14 (радиометр AVHRR). Для приема информации использовалась станция «Скан Экс» производства Инженерно-Технологического Центра (ИТЦ) «Скан Экс» (г. Москва). За период наблюдений накоплен архив снимков, однако извержений вулканов на Курилах не зарегистрировано.

Небольшие фреатические (возможно и пепловые) выбросы происходили в этот период на Курильских островах, но они не фиксировались из-за низкого разрешения радиометра AVHRR. Так, например при фреатическом извержении 7 октября 1999 г. на вулкане Кудрявом, по визуальным наблюдениям, выбросы достигали высоты 1 км, а предшествовавший извержению разогрев (30°C) происходил в пределах небольшой площадки при наличии рядом многочисленных высокотемпературных (до 920-940°C) выходов.

В то же время, в этот период случаи активизации вулканов имели место на Камчатке, которые уверенно фиксировались на спектральных снимках.

В 2001 году, в Южно-Сахалинске на базе ГП «Дальинформгеоцентр» МПР РФ начат прием данных радиометра MODIS на базе станции «Уни Скан» (ИТЦ «Скан Экс»). На этом приборе, по сравнению AVHRR, значительно улучшено радиометрическое и спектральное разрешение. MODIS имеет 36 каналов в видимом, ближнем и дальнем инфракрасном диапазонах (250, 500 и 1000м).

Ежедневно принимаются два или три витка при кульминации по углу места более 4°: с востока на запад – от Анадырского залива до Братской ГРЭС; с севера на юг – от шельфовой зоны Северного Ледовитого океана до широты острова Тайвань.

В 2003 году с 20 апреля на базе этой же организации возобновлен ежесуточный прием станцией «СканЭкс» спутниковой информации в формате HRPT с ИСЗ серии NOAA. В течение суток с 5 спутников NOAA(12, 14, 15, 16, 17) принимается 22 витка.

С января 2003 года ИМГиГ совместно с ГП «Дальинформгеоцентр» МПР РФ начаты работы по изучению возможности оперативного контроля действующих вулканов Курильских островов с помощью комплекса дистанционных методов. В течение полутора лет ведутся прием, первичная обработка и оперативный анализ сцен территории Курильских островов. Материалы, полученные за этот период, показывают, что с помощью радиометра MODIS возможна фиксация даже незначительных изменений в состоянии вулканов Курильской островной дуги. За этот период были отслежены все крупные и мелкие события, связанные с активизацией вулканов (извержения вулкана Чикурачки; парогазовые выбросы на вулканах Синарка, Севергина, сход селевых потоков из побочного кратера вулкана Тятя).

Учитывая большой объем первичного материала, около 350 Мб, первичная обработка принимаемых сцен проводится непосредственно на приемной станции. Первичная обработка включает в себя три последовательных этапа:

- Распаковка первичного материала, принятого со спутника, привязка и калибровка снимка (программа IMAPP);
- Трансформация снимков для каждого из трех калиброванных каналов (Программное обеспечение ИТЦ «Скан Экс»).
- Преобразование формата BMP в формат JPG и вырезка территории Курильской гряды для ускорения передачи по RadioEthernet

В результате получаются три файла общим размером около 5 Мб. Ежедневно эта информация пересылается по электронной почте в лабораторию вулканологии ИМГиГ. На основе сопоставления данных дистанционного зондирования с данными по сейсмической обстановке и визуальных наблюдений формируется текстовый файл для отправки по электронной почте заинтересованным организациям.

Данные с метеорологических спутников серии NOAA используются в случаях выхода из строя спутника «Терра» и детального слежения за динамикой распространения пепловых облаков.

С весны 2004 г. начат прием данных со спутника Метеор-3М, на котором установлены сканеры МСУ-Э и МСУ-С, с пространственным разрешением 35 м и 250 м, что позволит на порядок повысить пространственное разрешение принимаемых снимков.

С 2002 года группа SVERT ведет спутниковый мониторинг вулканов Курильских островов.

## PROSPECTS OF VOLCANIC ACTIVITY MONITORING IN THE KURIL ISLANDS

**A.V. Rybin<sup>1</sup>, Y.V. Karagusov<sup>2</sup>, P. E. Izbekov<sup>3</sup>, N.S. Terentyev<sup>2</sup>, V.B. Guryanov<sup>1</sup>,  
R.V. Zharkov<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Institute of Marine Geology and Geophysics, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

<sup>2</sup> *DalInformGeoCenter, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

<sup>3</sup> *Alaska Volcano Observatory, Fairbanks, Alaska, USA*

Greater Kuril Ridge is a typical internal volcanic arc of the Kuril-Kamchatka Island Arc system. It is stretched to 1250 km from Kamchatka peninsula to Hokkaido Island.

68 volcanic edifices are distinguished within the insular land. 36 volcanic edifices are active and potentially hazardous.

Tyatya, Ivan Grozny, Sarychev, Severgin, Raikoke, Ebeko, Chikurachki and Alaid volcanoes are the most active volcanoes in the Kuril Islands of the last century. The last manifestations of volcanic activity are associated with Chikurachki volcano (ash outbursts in January-May, 2002, in April-June, 2003 and in May, 2004).

A network of radiotelemetric seismic stations yielding a great deal of information on the interiors dynamics beneath volcanoes and allowing us to predict eruptions with high probability is the main technique for prediction of volcanic eruptions in the World practice.

For the present day there is no such a system for prediction eruptions and reducing risk from them on the Kuril Islands territory. At present there are three seismic stations of class 1 (Kurilsk, Yuzhno-Kurilsk, Severo-Kurilsk) there with the analogues registration (Sakhalin OMSP RAS) and one field telemetric seismic station on Alaid volcano (Kamchatka OMSP RAS), which allow us to evaluate with a definite degree of probability preparation of a small group of volcanoes to the eruption. For more detailed observations and prediction of eruptions it is necessary to re-equip the basic stations with new apparatus with digital registration and on this basis to create telemetric systems of observation first of all for Tyatya. Mendeleev, Ivan Grozny, Baransky, Chirip-Bogdan Khmel'nitsky, Ebeko, Chikurachki and Alaid volcanoes as the most hazardous for population of the Kuril Islands. Development of seismic methods requires great capital investments. In the nearest years it is economically expedient only for the above mentioned facilities, which are about 20% from total number of active volcanoes of the Kuril

Islands. Most of the active volcanoes are at great distances from the populated areas, marine transport routes and in the nearest decades they could scarcely be covered with constant land observations.

At present development of methods of satellite distant sounding of this territory is the most effective and economically expedient approach for solution of problems of volcanic hazard and operative monitoring of almost inaccessible territories of the Kuril Islands.

From 1996 to 2000 IMGG used the data of meteorological satellites of NOAA № 12 and №14 series (radiometer AVHRR) for monitoring of the state of volcanoes «Scan Ex» station made in the Engineering-Technological Center (ETC) «Scan Ex» (Moscow) was used for receiving information. Archives of photos was accumulated for the period of observations. However volcano eruptions in the Kuril Islands were not registered.

Small phreatic (possibly ash) outbursts took place in the Kuril Islands at that period of time, but they were not fixed because of low resolution of AVHRR radiometers. Thus from visual observations of phreatic eruptions of Kudryavy volcano in October 7, 1999 outbursts reached the height of 1 km and warming up (30°C) preceding the eruption occurred within a small site by availability of numerous high-temperature (up to 920°C-940°C) shows near it.

At the same time cases of volcanic activity took place in Kamchatka, which were confidently fixed in spectrozonal photos.

In 2001 the data of MODIS radiometer began to be received on the basis of «Uni Scan» station (ETC Scan Ex) in Yuzhno-Sakhalinsk on the basis of GP «Dalinformgeocenter», MPR RF. MODIS has 36 channels in visible, near and far infrared ranges (250, 500 and 1000 m).

Every day 2-3 circuits are received by culmination of the place angle  $> 4^\circ$ : from east to west -from Anadyr Bay to Bratsk HRES; from north to south – from the Arctic Ocean shelf zone to the Taiwan Island latitude.

Since April 20, 2003 every 24-hourly receiving of satellite information in format HRPT by the «Scan Ex» station from the ETC NOAA series was resumed on the basis of the same organization. 22 circuits are received from 5 NOAA satellites (12, 14, 15, 16, 17) during a day.

Since January, 2003 IMGG together with the GP «Dalinformgeocenter» MNR RF began to perform works on study the possibility of operative monitoring of active volcanoes of the Kuril Islands with the help of a complex of distant methods. Receiving, primary processing and operative analysis of scenes of the Kuril Islands territory are performed during a year and a half. The materials obtained for that period show that fixation of even small changes in the state of volcanoes of the Kuril Island Arc is possible with the help of the MODIS radiometer. All large and small events related to active volcanoes (Chikurachki volcano eruption, steam-gaseous outbursts on Sinarka, Severgin volcanoes, going down mudflows from the subordinate vent of Tyatya volcano) were traced for this period.

Taking into account great scope of the initial material, about 350 M, primary processing of of the receiving scenes is performed directly at the receiving station. The primary processing includes three subsequent stages:

- unpackage of the initial material from the satellite, reference and calibration of a photo (IMAPP program);
- transformation of photos for each from three calibrated channels (ETC «Scan Ex» software);
- transformation of BMP format to JPG format and cutting the Kuril Ridge territory for acceleration of transmission over the RadioEthernet.

As a result three files of total size approximately 5 Mб are obtained. Every day this information is sent by e-mail to the IMGG laboratory of Volcanology. The text file is formed on the basis of the comparison of the data of distant sounding to the data on seismic setting and visual observations for sending it to the interested organizations by e-mail.

Data from the meteorological satellites of NOAA series are used in cases of «Terra» satellite damage and the detailed monitoring for dynamics of spreading of ash clouds.

Since spring, 2004 there was begun receiving of data from Meteor-3M satellite, on which scanners MSU-E and MSU-S with spatial resolution 35 m and 250 m were installed. This will allow us to increase spatial resolution of the received photos by an order of magnitude.

Since 2002, SVERT (Sakhalin Volcanic Eruption Response Team) monitors the most active volcanoes of the Kurile Islands using remote sensing.

## ДИАГНОСТИКА ГЕОТЕРМАЛЬНОГО РЕЗЕРВУАРА АВАЧИНСКОГО ВУЛКАНА ПО ФУМАРОЛЬНОЙ АКТИВНОСТИ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

**В.А. Дрознин, И.К. Дубровская, А.В. Кирюхин, Е. В. Черных, С.Л. Сениуков,  
Г.О. Иванысько**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Пийпа-9, г. Петропавловск-  
Камчатский, Россия*

Вулкан Авачинский на Камчатке представляет потенциальную опасность для расположенного в 25 км города Петропавловска-Камчатского с населением 250 000 человек. Конус Авачинского вулкана возник 3500 лет тому назад и имел 15 извержений в историческое время (с 1737 г.), при этом средний расход вулкана оценивается в 150 кг/с (Мелекесцев, 1994). Последние события на Авачинском вулкане включают заполнение кратера глубиной до 200 м лавовой пробкой в 1991 г. и возникновение трещины в лавовой пробке в результате парогазового взрыва в 2001 г.



Рис.1. Вулкан Авачинский 24.03.2004.

До извержения 13 января 1991 г. в кратере Авачинского вулкана наиболее крупными объектами тепловой разгрузки были фумарола Уступ, фумаролы Серного Гребня, Малая Серная, фумаролы на дне, фумаролы Восточные и участки парящего грунта в северо-восточной части (Федотов и др.1977). Характерно, что активность фумарол (в частности, фумаролы Уступ) по данным облета 14.01.91 сохранялась и в ходе извержения, когда кратер начал заполняться лавой. Сопоставляя с тем, что в настоящее время основные места разгрузки пара проектируются на места расположения прежних фумарол (Серный Гребень, Уступ и район Малой Серной), можно предполагать,

что парогазовая и магматическая активность 1991 года могут быть не связаны, и в Конусе вулкана существует продуктивный геотермальный резервуар. В тоже время по данным инфракрасной аэросъемки за три года до извержения было обнаружено возникновение термоаномалии в районе будущего истока лавы. Поэтому проведение режимных наблюдений за тепловой активностью вулкана представляет несомненный интерес.

В отечественной литературе на возможность оценки тепловой разгрузки вулканов по геометрическим размерам парогазовых струй обратил внимание С.А. Федотов (1982). Необходимость учета состояния атмосферы, особенно для маломощных струй, становится очевидной при организации режимных наблюдений (Иванов, 1988). В результате режимных наблюдений, начатых в 2003 г., предлагается рассматривать шлейф от фумаролы как термик, размеры которого согласуются с инженерными формулами [Федотов, 1982]. Существенно, что истинные размеры термика могут быть определены только при влажности атмосферы, близкой к 100%, когда весь фумарольный пар преобразуется в водность облака, т.е. в капли тумана. В большинстве случаев влажность

атмосферы меньше 100%, и часть фумарольного пара расходуется на насыщение вовлекаемого в термик воздуха и эта часть тем больше, чем больше недонасыщенность атмосферы. В этих случаях видна только внутренняя часть термика. Очевидна постановка задачи о восстановлении истинного размера термика по известным (прежде всего влажность, температура, скорость ветра) параметрам атмосферы.

Извержение в октябре 2001 г. было показательным по сопутствующим ему землетрясениям, распределение гипоцентров которых позволяет «увидеть» активный геотермальный резервуар, расположенный под перекрывающей кратер лавовой пробкой 1991 года. Распределение гипоцентров землетрясений в Конусе Авачинского вулкана в вертикальных разрезах и в плане позволяет оценить геометрическую форму активного геотермального резервуара. При построениях использованы данные из каталогов землетрясений, представленных КОМСП ГС РАН (<http://data.emsd.iks.ru/regquake>). Рис.2 показывает, что землетрясения, зарегистрированные в период извержения вулкана в октябре 2001 г., сосредоточены в верхней части конуса в радиусе около 1 км до поверхности фундамента мелового возраста. Ниже отметки  $-1000$  м абс. координаты землетрясений смещаются в северо-западном направлении в зону между вулканами Корякский и Авачинский. Аналогичное распределение отмечается для гипоцентров землетрясений 2004 г.

Данные по гипоцентрам микроземлетрясений на геотермальном месторождении Какконда (рис.2) показывают, что они происходят в области трещиноватых пород (продуктивном геотермальном резервуаре, вскрытом геотермальными скважинами) в диапазоне глубин от  $-1000$  м абс. до  $+1000$  м абс (Т. Tosha et al, 1988). Сейсмичность в продуктивном резервуаре усиливается во время увеличения реинжекции отработанного теплоносителя и при закрытии эксплуатационных скважин (в обоих случаях в резервуаре повышается гидростатическое давление).

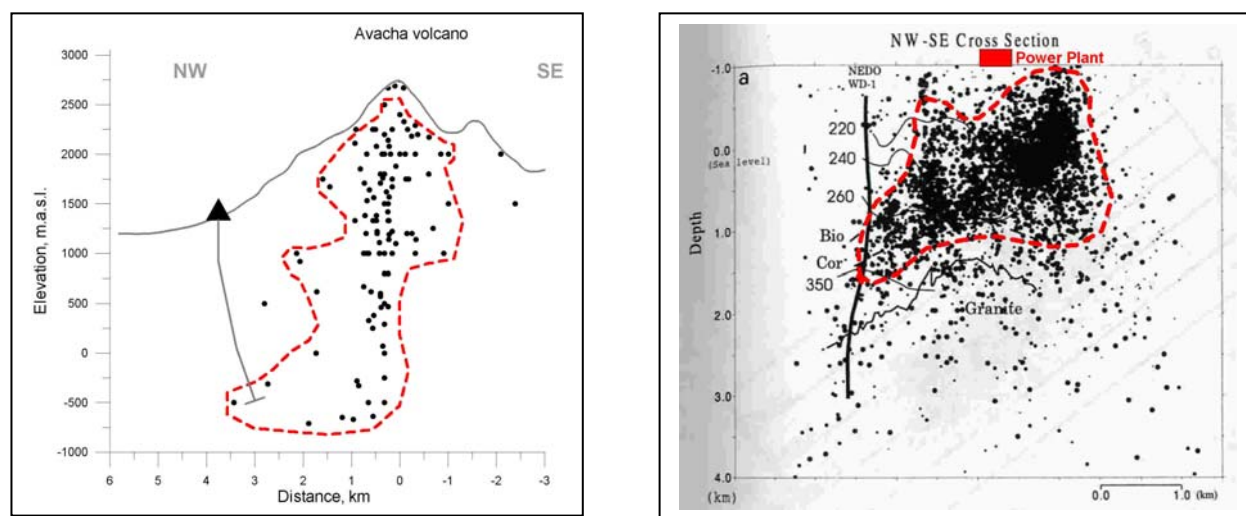


Рис.2. Контуры геотермальных резервуаров (пунктир) в вертикальных разрезах под вулканом Авачинский (слева) и на геотермальном месторождении Какконда (Япония) (Т. Tosha et al, 1988).

Слева: Вертикальный разрез через вершину вулкана Авачинский, кружками изображены гипоцентры землетрясений, синхронизированных с извержением 2001 г. (регистрация 4-мя сейсмическими станциями КОМСП ГС РАН), показана возможная проекция скважины, решающей задачу вскрытия продуктивного резервуара.

Справа: Вертикальный разрез через геотермальное месторождение Какконда (Япония), (80 МВт). Кружками изображены гипоцентры землетрясений, зарегистрированных 8-ю сейсмическими станциями в течение 1988 г., изолинии температур по данным измерений в скважинах.

Дальнейшие исследования предполагают разработку трехмерной численной термогидродинамической модели конуса Авачинского вулкана с использованием программ TOUGH2V2.0 (EOS9) TOUGH2V2.0(EOS3) и генератора сеток A-MESH с целью прогноза термогидродинамического состояния, оценки условий парогидротермальных

взрывов в Конусе и прогнозной оценки эксплуатационных запасов геотермального месторождения. Наличие геотермального резервуара в постройке вулкана предопределяет возможность его практического использования, т.е. бурения и получения геотермальной энергии для развития в этом районе горнолыжного туризма.

Работа выполнялась при поддержке РФФИ по проекту 03-05-65373.

#### Список литературы

1. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Двигало В.Н., Базанова Л.И. Исторические извержения Авачинского вулкана на Камчатке // Вулканология и сейсмология. № 2. 1994. С.3-24.
2. Иванов В.В. Об облаках парогазовых извержений и фумарол // Вулканология и сейсмология. 1988. № 4. С.37-50.
3. Федотов С.А., Балеста С.Т., Дрознин В.А., Масуренков Ю.П., Сугробов В.М. О возможности использования тепла магматического очага Авачинского вулкана. Бюлл. вулк. станций. № 53. 1977. С.27-34.
4. Федотов С.А. Оценки выноса тенла и пироклаستيку вулканическими извержениями и фумаролами по высоте их струй и облаков // Вулканология и сейсмология. 1982. № 4. С.3-27
5. A.V.Kiryukhin, I.K.Dubrovskaya, N.I. Kiryukhina. Modeling study of the Avachinsky volcano cone hydrothermal eruption conditions. Abstracts Week A, XXIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, Sapporo, Japan, June 30, July 11, 2003, 564 p.
6. T.Tosha, M. Sugihara, Y. Nishi Revised Hypocenter Solutions for Microearthquakes in the Kakkonda Geothermal Field, Japan // Geothermics, v.227, #5-6, p.553-571.

### AVACHINSKY VOLCANO GEOTHERMAL RESERVOIR BASED ON FUMAROLES ACTIVITY AND SEISMOLOGICAL NETWORK DATA

**V.A. Droznin, I.K. Dubrovskaya, A.V. Kiryukhin, E.V. Chernykh, S.L. Senyukov,  
G.O. Ivanysko**

*Institute of Volcanology FEB RAS, Piip-9, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia, 683006*



Fig.1 Avachinsky volcano 24.03.2004.

Avachinsky volcano (Fig. 1) eruptions are hazardous for the 250,000 people of Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia, which located 25 km from this volcano. Cone of the volcano was created 3500 years ago and erupted 15 times since 1737 with an average mass rate estimated as 150 kg/s (Melekestsev, 1994). The last eruptions included a lava plug overlay of the 300 m wide and 200 m deep crater of the Avachinsky volcano cone (1991) and a fracturing and steam explosion in the lava plug associated with an earthquake swarm (2001).

The most prominent fumaroles in the crater before 1991 were: Step Point, Sulfur Ridge, Small Sulfur, the Bottom fumaroles, the East fumaroles and the NE fumaroles (Fedotov et al, 1977). While the crater was filled with lava during the eruption (14.01.91), fumaroles activity maintained. Since current locations of the fumaroles are coinciding with their pre-eruption locations, it may be concluded that the steam and magma phases occur in independent reservoirs. Nevertheless, the heat anomaly detected by an infrared survey (1988) pointed out the place of the magma outflow during the next eruption in 1991.

The heat discharge of the fumaroles may be estimated based on the geometrical characteristics of their clouds, taking into account local meteorological conditions (S.A. Fedotov, 1982, V.V. Ivanov, 1988). The Avachinsky volcano fumaroles have been monitored since 2003 for the purpose of using the size of the fumaroles clouds to estimate the corresponding heat discharge. Its worth noting, that the real size of the thermo-clouds may be estimated only when there is 100% air saturation. In the most of cases, air saturation is less than 100% and some fraction of the steam condensate transfers to the vapor phase. To correctly estimate of the thermo-clouds sizes, the wind velocity, air temperature and saturation are needed.

The October 2001 eruption revealed an active steam dominated reservoir below the lava plug of 1991. The swarm of the earthquakes hypocenters synchronized with the eruption 2001, showing the true geometrical size of the steam-dominated reservoir (Fig.2). This 1-km radius reservoir extends from the elevation of lava plug at 2750 m.a.s.l. to -1000 m.a.s.l., where some north-east trend shifting of the reservoir occurs. Similar earthquake distributions were detected in 2004.

The seismic nature of the steam producing geothermal reservoir is clearly revealed in the Kakkonda geothermal field (Japan), where 80 MWe Power Plant operates. Microearthquake hypocenter distributions on Kakkonda geothermal field (Fig. 2) occur in the fractured rock of the steam producing geothermal reservoir, which was confirmed by the drilling of exploitation wells ranging in depth from -1000 m to +1000 m.a.s.l. (T. Tosha et al, 1988). Seismic activity in Kakkonda geothermal reservoir increases when reinjection events or the closing of exploitation wells for repair works took place (fluid pressure increased in both cases).

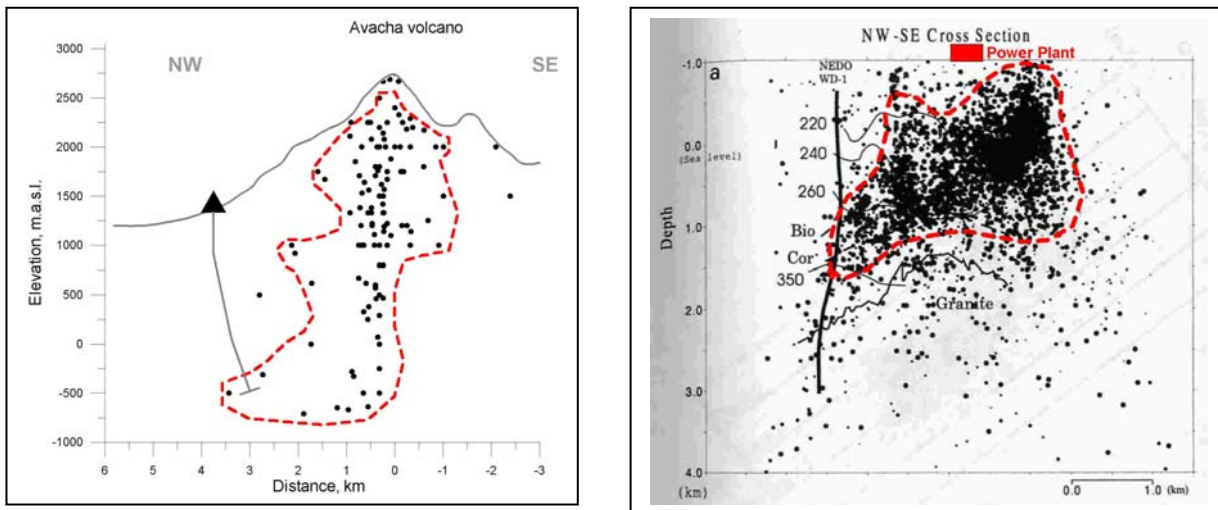


Fig.2 Boundaries of geothermal reservoirs (dashed line) in vertical cross-sections of the Avachinsky volcano Cone (Kamchatka) and Kakkonda geothermal field (Japan) (T. Tosha et al, 1988)

(Left) Vertical cross-section of the Avachinsky volcano cone: circles are earthquake hypocenters synchronized with steam eruption in 2001 (data from four stations Kamchatka EMSD GS RAS), possible drilling target also shown.

(Right) Vertical cross-section of the Kakkonda geothermal field (Japan): circles are earthquake hypocenters from 1988 (data from eight GSJ stations), counters – are temperature distributions.



3-D numerical TOUGH2V2.0(EOS3)-based model of the Avachinsky volcano cone on-going. This model targeted the assessment of thermal-hydrodynamic conditions in the cone, steam explosion condition forecasts, geothermal resource assessment, and feasibility study of the drilling project (1.5 km deep well) to supply steam for ski-resort recreation activity.

This work supported by RFBR project 03-05-65373.

#### References

1. I.V. Melekestsev, O.A. Braitseva, V.N. Dvigalo, L.I. Bazanova Avachinsky volcano historical eruptions, *Volcanology and seismology Journal*, №2, 1994, p.3-24 (in Russian).
2. V.V. Ivanov Clouds connected to fumaroles and volcanoes eruptions. *Volcanology and seismology Journal*, 1988, №4, p. 37-50 (in Russian).
3. S.A. Fedotov, S.T. Balesta, V.A. Droznin, Y.P. Masurenkov, V.M. Sugrobov On possibility of the magma chamber of the Avachinsky volcano use. *Bull. Volcanological stations*, №53, 1977, p.27-34 (in Russian).
4. S.A. Fedotov Heat discharge assessment of the fumaroles and volcano eruptions clouds based on height of the clouds, *Volcanology and seismology Journal*, 1982, №4, p.3-27 (in Russian)
5. A.V.Kiryukhin, I.K.Dubrovskaya, N.I. Kiryukhina. Modeling study of the Avachinsky volcano cone hydrothermal eruption conditions. Abstracts Week A, XXIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, Sapporo, Japan, June 30,- July 11, 2003, 564 p.
6. T.Tosha, M. Sugihara, Y. Nishi Revised Hypocenter Solutions for Microearthquakes in the Kakkonda Geothermal Field, Japan // *Geothermics*, v.227, #5-6, p.553-571.

### **THERMAL UNREST AT KAMCHATKAN VOLCANOES: FIVE YEARS OF MODIS OBSERVATIONS**

**Robert Wright**

*Hawaii Institute of Geophysics and Planetology, University of Hawaii, 2525 Correa Road, Honolulu, HI 96822, U.S.A.*

Since 24 February 2000 the HIGP MODVOLC algorithm has analyzed three-quarters of a million MODIS images in order to detect, map, and catalogue the thermal output from all of Earth's erupting volcanoes (<http://modis.higp.hawaii.edu>). Here, I will present some of the findings obtained from this unique database that relate specifically to Kamchatkan volcanoes. I will discuss:

1. Eruption detection and monitoring. During this five-year period MODVOLC has detected thermal emission from 54 persistently and sporadically erupting volcanoes, covering the full range of common eruption styles. The algorithm automatically analyses every MODIS image acquired allowing for detection of remote and short-lived eruptions. Examples include the discovery of activity at Mount Belinda in the South Sandwich Islands, and the May 2003 eruption of Anatahan. Thermal unrest at Shiveluch, Karymsky, Bezymianny, and Kliuchevskoi has been detected on a regular basis.
2. A comparison of thermal power output from volcanoes exhibiting contrasting eruption styles. The data we present highlight systematic differences in temporal patterns of thermal emission from lava flows, lava domes, and lava lakes, which can be related to eruptive mechanisms and magma supply conditions.
3. Calibrating the coarse spatial and hypo-spectral resolution MODIS signal using high spatial and hyper-spectral data acquired by the EO-1 Hyperion. Analysis will be presented of four nighttime EO-1 Hyperion scenes of Mount Erebus, Antarctica, collected within a ten day

period. For each image, MODIS data were acquired within 30 minutes of EO-1 overpass. This provides a unique opportunity to calibrate the low spatial, low spectral resolution MODIS radiance signal.

## **РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ ВЗГЛЯД НА ВУЛКАНЫ – БЛИЗНЕЦЫ: ВРАНГЕЛЬ (АЛЯСКА) И УШКОВСКИЙ (КАМЧАТКА), СОВРЕМЕННАЯ АКТИВНОСТЬ И ВУЛКАНО-ЛЕДНИКОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ**

**К.С. Бенсон<sup>1</sup>, Я.Д. Муравьев<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Геофизический институт, Фэйрбэнкс, Аляска, США*

<sup>2</sup> *Институт вулканологии и сейсмологии, Петропавловск-Камчатский, Россия*

Гигантская дуга Алеутских островов длиной 3400 км соединяет Аляску с Камчаткой и подчеркивает их вулcano-тектоническую связь. Сочленение дуги на обоих материках с субмеридиональными разломами привело к образованию в этих зонах вулканических групп со схожей (в историческом контексте) интенсивной эруптивной деятельностью: горы Врангеля на Аляске и Ключевская группа вулканов на Камчатке. В этом ряду выделяются два вулкана, близкие по морфометрии и морфологии своих построек, характеру извержений в голоцене и составу их продуктов - это Врангель и Ушковский (см. табл.). Они расположены в зоне конвергентных окраин материков и относятся к крупнейшим постройкам в своем секторе Тихоокеанского «огненного кольца». Длительная история развития завершилась в голоцене образованием обширных вершинных кальдер, ныне заполненных льдом. Современная активность проявляется в виде постоянной фумарольной и сольфатарной деятельности, изредка перемежаемой кратковременными слабыми эксплозивными извержениями. Лавы горы Врангель по составу изменяются от базальтов до дацитов (52-66% SiO<sub>2</sub>). Преобладающими продуктами извержений в голоцене являются среднекальциевые известковой разности порфировые двухпироксеновые андезиты (содержание SiO<sub>2</sub> 57-61%). Породы Ушковского вулкана представлены в основном базальтами, андезитобазальтами и реже андезитами, и относятся к калий натровой серии нормального и субщелочного рядов. Последние слагают два наиболее молодых конуса, эксцентрично расположенных в юго-восточном секторе кальдеры (58-60% SiO<sub>2</sub>).

Во многом взаимосвязаны и климатические процессы в пределах северо-тихоокеанского сектора северного полушария. Географическое положение региона затрагивает потоки дальних связей в атмосфере (PDO, ElNiño, ENSO и арктическое колебание), важные для интерпретации климатических данных из ледяных кернов. Оба вулкана покрыты мантией современных ледников со схожими гляциальными характеристиками, которые способствуют наиболее полному сохранению захороненной во льду информации.

Последнее десятилетие вулканы Ушковский и Врангель являются объектом комплексных гляциологических и вулканологических исследований. В ледниковых шапках пробурены скважины, ледяной керн из которых содержит дополняющие друг друга данные о палеовулканической и палеоклиматической обстановке в Северной Пасифике в течение последних нескольких столетий. Из-за обширных проявлений вулcano-гляциального взаимодействия, а также больших объемов льда в кальдерах и на склонах, вулканы представляют потенциальную угрозу для окружающих территорий и требуют к себе внимания.

Таблица 1. Сравнение вулканических и гляциологических особенностей вулканов Врангель и Ушковский

Вулкан		ВРАНГЕЛЬ	УШКОВСКИЙ			
Географическая широта		62° N	56° N			
Географическая долгота		144° W	160° E			
Высота, м над у.м.		4317	3930			
Объем вулкана, км <sup>3</sup>		900	370			
Состав лав		от базальтов до дацитов	от базальтов до андезитов			
Диаметр кальдеры, км		6x5	5.5x4.5			
Пределы высот, м над у.м.		3900-4200	3300-3900			
Площадь кальдеры, км <sup>2</sup>		30	24			
Количество кратеров		3	2			
Последнее извержение		1966-1981 гг. (увеличение теплового потока и фреатические взрывы)	1890 г. (фреатическое извержение)			
Современная активность		Фумаролы и сольфатары	Сольфатары			
Газы		H <sub>2</sub> O > CO <sub>2</sub> > SO <sub>2</sub> > H <sub>2</sub> S	H <sub>2</sub> O > CO <sub>2</sub> > SO <sub>2</sub>			
Тепловая мощность, МВт		> 200	~ 12			
Гляциальная характеристика кальдер						
Максимальная глубина, м		900 (750-?)	400			
Средняя глубина, м		500	200			
Объем льда, км <sup>3</sup>		15	4.5			
Дренирующий ледник		Длинный	Бильченок			
Ледниковые фации		Фации сухого снега	Фации сухого снега с частичной инфильтрацией			
Температура фирна на глубине 10 м		-21°C (4100)	-17°C (3900)			
Глубина перехода фирна в лед, м		90 (?)	56			
Годовая аккумуляция мм в.экв.	Пределы изменений	1000-1300	800-1200			
	Средняя	1200	1000			
Вершинные кратеры						
	Название	East	North	West	Горшкова	Герца
	Диаметр, м	600	900	700	800	250
	Глубина, м	70 (?)	170	100	250 m	45 m (calc.)
	Площадь, м <sup>2</sup>	0.28· 10 <sup>6</sup>	0.64· 10 <sup>6</sup>	0.38· 10 <sup>6</sup>	0.50· 10 <sup>6</sup>	0.05· 10 <sup>6</sup>
	T <sub>max</sub> °C	87.3	86,4	88	65	86
	Состав лав	андезит	андезит	андезит	андезит	андезит
	Годовая аккумуляция мм в.экв.	400	500	2100 (?)	590	300
	Тепловая мощность, МВт	0.9	20.0 (макс. 90-120)	7.8	5.0	0.7
	Удельный тепловой поток, Вт/м <sup>2</sup>	4.9	20	7.8-37.0	10	14

**RETROSPECTIVE VIEW ON THE VOLCANOES – TWINS: MT. WRANGELL  
(ALASKA) AND USHKOVSKY VOLCANO (KAMCHATKA), RECENT ACTIVITY  
AND VOLCANO-GLACIER INTERACTION**

**Carl S. Benson<sup>1</sup> & Yaroslav D. Muravyev<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Geophysical Institute of Alaska University, Fairbanks, Alaska, U.S.A.*

<sup>2</sup>*Institute of Volcanology & Seismology FED RAS, Russia*

The giant Aleutian Arc, which is 3400 km long, connects Alaska and Kamchatka Peninsulas underlining their volcano-tectonic relations. An intersection of this arc on both continents with submeridian faults leads to formation in these zones the volcanic groups with similar (in historical meaning) intense eruptive activity, which are, the Wrangell Mountains in Alaska and the Kluchevskaya Group of volcanoes in Kamchatka. There are two volcanoes that are similar by morphology of their edifices, type of eruptions in Holocene and the composition of their products – Wrangell and Ushkovsky (see table). They are located in zone of convergent boundaries of continents and are the largest edifices in northern sector of Pacific «Ring of Fire». The long history of their development has ended in Holocene by formation of huge summit calderas now infilled by ice. Ongoing activity is characterized by constant fumarolic and sulfataric activity and occasional short-time weak explosive eruptions. Lavas of Mt. Wrangell are of basaltic to dacitic composition (52-66% SiO<sub>2</sub>), while products of eruptions in Holocene are mostly calcitic medium-K porfiric two-pyroxene andesites (57-61% SiO<sub>2</sub>). Products of

Table. Comparison of the Features of Wrangell and Ushkovsky Volcanoes

		WRANGELL			USHKOVSKY	
Latitude		65° N			56° N	
Longitude		144° W			160° E	
altitude, m a.s.l.		4300			3930	
Range		3900-4200			3300-3900	
calderas		6x5			5.5x4.5	
Squire, km <sup>2</sup>		30			24.2	
Volume, km <sup>3</sup>		15			4.5	
Outlet Glacier		Long			Bilchenok	
Temperature		-21°C (4100)			-18°C (3900)	
Clouse bubbles		80-90 (?) m			56 m	
Recent activity		Fumarolles&Solfataras			Sofataras	
Gases		H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> , SO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S (small)			H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> , SO <sub>2</sub> (small)	
Distance within - 3148 km						
Accumulation, mm w.e.		1200 1000-1300			1000 800-1200	
C r a t e r s	Name	East	North	West	Gorshkov	Herts
	Diameter,m	600	900	700	800	250
	Depth, m	70 (?)	170	100	250 m	45 m (calc.)
	Area, m <sup>2</sup>	0.28· 10 <sup>6</sup>	0.64· 10 <sup>6</sup>	0.38· 10 <sup>6</sup>	0.50· 10 <sup>6</sup>	0.05· 10 <sup>6</sup>
	T <sub>max</sub> °C	75	86,4	80	65	86
	T <sub>min</sub> °C (depth 10 m)		-21		-17	
	Composition of rock	andesite	andesite	andesite	andesite	andesite
	Accumulatio n, mm w.e.	400	500	2100 (?)	590	300
	Heat flux, MW	0.9	20.0 (max 90- 120)	7.8	5.0	0.7
	W m <sup>-1</sup>	4.9	20	7.8-37.0	10	14

Ushkovsky volcano are mostly basalts, basaltic andesites and rarely andesites of K-Na series of normal and subalkaline rows. They compose two most recent cones which are asymmetrically located in south-eastern sector of the caldera (58-60 % SiO<sub>2</sub>).

Climatic processes at the north of Pacific sector are also interconnected. The geographic location of the region is influencing by the distant atmospheric flows (PDO, El Nino, ENSO and Arctic Oscillation), which are important for interpreting climatic data from ice cores. Both volcanoes are covered with mantle of modern glaciers with similar glacial characteristics, which are good for saving of buried information in ice.

The last decade the volcanoes Ushkovsky and Mt. Wrangell became objects of complex glaciological and volcanological explorations. In glacial caps the holes had been drilled, the ice cores from which contain additional data about paleovolcanic and paleoclimatic setting in Northern Pacific region during the last several centuries. Because of volcano-glacial interactions and large volumes of ice in calderas and on slopes the volcanoes represent potential danger for surrounding territories and attract the attention to them.

### **ВУЛКАН МЕНДЕЛЕЕВА – ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ (О.КУНАШИР, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)**

**А.И. Абдурахманов<sup>1</sup>, Н.Г. Разжигаева<sup>2</sup>, А.В. Рыбин<sup>1</sup>, В.Б. Гурьянов<sup>1</sup>, Р.В. Жарков<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия*

<sup>2</sup> *Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия*

Вулкан Менделеева прошел длительную и очень сложную историю развития, о чем свидетельствуют три последовательно сформировавшихся вулканических конуса, в последствии разрушенных в результате эксплозивных извержений с образованием кальдерно-кратерных депрессий с диаметром 6-9; 3-3.5 и 1 км. Уменьшение со временем их размеров свидетельствует о постепенном ослаблении вулканической активности и довольно значительном возрастном интервале формирования этой вулкано-тектонической структуры. Последовательность во времени и размерность событий, связанных с эволюцией этой вулканической постройки, пока трудно поддаются изучению по причине плохой обнаженности и отсутствия региональных хронологических шкал для корреляции разрезов плейстоцена-голоцена.

В настоящее время, по результатам работ 1999-2003 г., достаточно уверенно фиксируются три этапа проявления вулканической активности, позволяющие в какой-то мере оценить длительность формирования этой вулканической постройки.

Наиболее ранние проявления вулканической деятельности представлены лавовыми потоками андезибазальтов (мощностью до 8 м), которые залегают ниже среднеплейстоценовых морских отложений. Подстилающие лавы осадки накапливались в открытом заливе с речным стоком, среди морских диатомей выделена зона *Thalassiosira nidulus* var. *nidulus* с возрастным диапазоном 230-200 тыс. л.н. В основании разреза вскрываются морские отложения нижней подсвиты головнинской свиты, образованные в трансгрессивную фазу конца плиоцена (диатомовая зона *Ruxidicula zabelinae*, возрастной диапазон 2.3-1.95 млн лет).

В средней части разреза выделяется маркирующий горизонт представленный двумя пачками шлаков андезибазальтов мощностью 1-2 м, под нижней пачкой на контакте с грубообломочными пемзами определен радиоуглеродный возраст обугленной древесины 36200±500 л.н., ГИН-11870; 36400±400 л.н., ГИН-11871.

В суббореале произошло очень сильное извержение вулкана с образованием кальдерно-кратерной депрессии диаметром около 1 км. После образования последней кальдерно-кратерной депрессии начался рост экструзивного купола (<sup>14</sup>C-дата по сгоревшей древесине 2550±40 л.н., ГИН-8964). Судя по всему, этот процесс продолжался

не одно столетие, следами этих событий являются два прослоя (до 2-3 см) вулканогенного материала песчано-гравийной размерности в разрезах торфяников и почв в районе Южно-Курильска, возраст которых оценивается около 1500 и 2100 лет назад ( $^{14}\text{C}$ -даты из отложений, вмещающих нижний прослой -  $2130\pm 50$  л.н., ГИН-7887;  $2190\pm 40$  л.н., ГИН-11920).

Следующим этапом в развитии вулкана стало образование воронок взрыва по кольцевым разломам на периферии экстррузивного купола, представляющих в настоящее время потухшие и действующие сольфатарные поля.

Наиболее активные из них Северо-Восточное и Северо-Западное поля.

Северо-Восточнее сольфатарное поле представляет собой, по крайней мере, три слившиеся между собой взрывные воронки, через которые разгрузка энергии идет в виде выделения вулканических газов и термальных растворов. В 1880 г. на Северо-Восточном сольфатарном поле произошло слабое фреатическое извержение (Milne, 1896). В 1901 г. на вулкане отмечался грохот (Отчеты комиссии..., 1901). В 1946 г. местными жителями на Северо-Восточном сольфатарном поле наблюдалось гудение горячих газов и паров, выбрасывавшихся из недр вулкана. В феврале-апреле 1977 г. под вулканом Менделеева произошел рой (более 200) ощутимых землетрясений с глубинной очага не менее 20 км, которые связывались с изменением напряженного состояния верхней части земной коры вследствие изменения гидрогеологического режима после проведения буровых работ на геотермальном месторождении Горячий Пляж., но не исключается, что причиной этому являлась активизация магматического очага вулкана. Кратковременная активизация деятельности сольфатар на Северо-Восточном поле, выразившаяся в периодических выбросах парогазовых струй до высоты 150-200 м, отмечалась в конце августа 1977 г. (Современные процессы..., 1980). В апреле-июне 1987 г. зафиксирован очередной рой (около 80) предположительно вулканических землетрясений, а в мае 1987 г. на Северо-Восточном поле произошел небольшой парогазовый выброс. Перед этим событием отмечалось небольшое повышение температуры и изменение дебита сольфатар и термальных источников, а после газового выброса наблюдалось понижение температур на сольфатарных полях и на некоторых термальных источниках от 1-2 до 7-10 градусов.

На Северо-Западном поле 15 августа 1978 г. на сольфатаре «Спокойная» температура повышалась до  $113^{\circ}\text{C}$ , что сопровождалось появлением расплавленной серы; в 1984 г. температура на той же сольфатаре составляла  $111^{\circ}\text{C}$ . В 1984 г. на сольфатаре «Ревущая» температура достигла  $130^{\circ}\text{C}$ , при этом образовался поток расплавленной серы, а 3 сентября 1987 г. температура опять понизилась до  $111^{\circ}\text{C}$ . Следующее усиление активности на Северо-Западном сольфатарном поле зафиксировано в 1990 г., что выразилось в плавлении серы на верхней основной сольфатаре, а также в появлении нового термального источника и повышении температуры в других термальных выходах примерно на  $2^{\circ}\text{C}$ . Рои ощутимых землетрясений с глубиной очага менее 20 км отмечались летом 2000 года.

Обследование сольфатарных площадок вулкана Менделеева в 2000-2003 г. показало понижение общей активности газовых струй сольфатарных полей и некоторых термальных источников. На Северо-Восточном сольфатарном поле температура в разрозненных, слобопарящих выходах за этот период не превышала  $100^{\circ}\text{C}$ . На Северо-Западном поле в сольфатаре «Ревущая» максимальная зафиксированная температура в августе 2000 г.  $109.6^{\circ}\text{C}$ , в сентябре 2001 г.  $106.3^{\circ}\text{C}$ , а в сентябре 2002 г.  $101.0^{\circ}\text{C}$ .

Замеры температур в фиксированных точках термальных проявлений, связанных с вулканом Менделеева (ручьи Кислый и Докторский), также свидетельствуют либо о стабильном режиме (термальные выходы в долине р.Кислый), либо о снижении температуры на  $0.5-2^{\circ}\text{C}$  по сравнению с 1999 г. (Нижнедокторские термальные источники).

Изучение глубинного строения вулкана Менделеева выявило наличие под ним системы близповерхностных и глубинных магматических очагов. Основной периферический магматический очаг диаметром около 2 км находится непосредственно

под вулканом Менделеева на глубине 4.5 км (Злобин и др., 1997). На глубинах 30-60 км выделен глубинный магматический очаг.

Результаты геологического изучения вулкана и проведенные режимные наблюдения непосредственно не указывают на возможность существенного изменения активности вулкана в ближайшем будущем. В настоящее время и в ближайшие годы разгрузка энергии магматического очага, вероятно, будет продолжаться за счет выделения парогазовых струй и термальных растворов. На сольфатарных полях, особенно Северо-Восточном и Северо-Западном, возможны фреатические и гидротермальные взрывы, излияния серных потоков. Зоны вулканической опасности от подобных проявлений будут локализованы в пределах сольфатарных полей и долин ручьев Кедровый, Кислый, Лечебный, Четверикова, не представляя серьезной угрозы для населенных пунктов, расположенных на расстоянии более двух километров.

Приведенные в сообщении выводы достаточно реалистичны и основаны на анализе всей имеющейся на сегодняшний день информации, но все же нельзя полностью исключить нового цикла активизации вулкана, обусловленного поступлением магмы из глубинного очага, при котором возможны извержения различной силы.

Для оценки вулканоопасности территории необходимо проведение комплекса мероприятий, направленных на усовершенствование методик мониторинга вулканической активности, первоочередными из которых являются:

- создание куста телеметрических цифровых станций для наблюдения за динамикой недр под вулканом Менделеева;
- продолжение работ по изучению истории развития вулкана Менделеева в плейстоцене-голоцене;
- разработка методических основ геохимического мониторинга естественных и искусственных термальных проявлений.

#### Список литературы

1. Злобин Т.К., Абдурахманов А.И., Злобина Л.М. Глубинные сейсмические исследования вулкана Менделеева на Южных Курилах // Тихоокеанская геология. 1997. Т.16. № 4. С.79-87.
2. Отчет комиссии по исследованию землетрясений. Отчет об обследовании грохота вулкана Раусу на о-ве Кунашир (на японск. яз.). 1901. № 2.
3. Лебедев Л.М., Зотов А.В., Никитина И.Б. и др. Современные процессы минералообразования на вулкане Менделеева. М.: Наука, 1980. 176 с.
4. Milne J. The volcanoes of Japan // Transactions of the Seismological Society of Japan. - Yokohama, 1896. - Vol. 9. - Pt.2. 539-548.

### **MENDELEEV VOLCANO: HISTORY OF DEVELOPMENT AND RECENT STATE (KUNASHIR ISL., KURILE ISLANDS)**

**A.I. Abdurakhmanov<sup>1</sup>, N.G Razzhigaeva<sup>2</sup>, A.V. Rybin<sup>1</sup>, V.B. Guryanov<sup>1</sup>, R.V. Zharkov<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Institute of Marine Geology and Geophysics, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

<sup>2</sup> *Pacific Institute of Geography, Vladivostok, Russia*

Mendelev volcano has a long and very complex history of development. Three volcanic edifices were built and then destroyed during the succession of alternating cone-building and caldera-forming events, which produced a remarkable complex of three nested calderas with sizes of 6x9 km (oldest caldera), 3x3.5 km, and 1x1 km (youngest caldera). The decrease of the caldera size with time may indicate the gradual decrease of volcanic activity and, perhaps, is related to the length of the formation of this volcano-tectonic structure. The detailed sequence

and scales of events is still difficult to reconstruct due to a poor exposure of the volcano and the absence of detailed tephra-chronological studies for the Pleistocene-Holocene events in the Kuriles.

Based on the results of our 1999-2003 field works we can confidently characterize three stages of the eruptive activity at Mendeleev. The earliest indications of its eruptive activity are represented by 8-m-thick lava flows of basaltic andesites overlain by the middle-Pleistocene marine sediments. The sediments underlying lavas were accumulated in the open bay with a river run-off. The *Thalassiosira nidulus* var. *nidulus* zone with an age ranging from 230 to 200 thousand years ago was determined using diatoms. Marine deposits of the lower sub-unit of the Golovninskaya suite formed in the transgressive phase of late Pliocene (diatom zone *Pyxidicula zabelinae* with an age range of 2.3-1.95 Ma) are located at the base of the cross-section.

A 1-2-m-thick marking horizon represented by two bands of scoriae of basaltic andesite is located in the middle of cross-section. The analysis of a charred wood immediately beneath the lower band and at the contact with pumice layer yielded a radiocarbon age of  $36200 \pm 500$  yr. ago (GIN-11870) and  $36400 \pm 400$  yr. ago (GIN-11871).

A very large sub-aerial eruption occurred during the formation of the youngest 1x1 km caldera. It was followed by the growth of extrusive dome ( $2550 \pm 40$  yr. ago, GIN-8964). The extrusive activity continued for several centuries, as indicated by two dated 2-3-cm-thick layers of a coarse volcanogenic material with ages of ca. 1500 and 2100 yr. ago, respectively, found in the vicinity of Yuzhno-Kurilsk.

The extrusive activity was followed by the formation of explosion funnels along the ring faults outlining the extrusive dome and by the development of active fumarolic fields.

The North-Eastern and North-Western fumarolic fields are currently the most active.

The North-Eastern fumarolic field consists of at least three overlapping explosion funnels, through which energy discharges as volcanic gases and thermal solutions. In 1880 a weak phreatic eruption (Milne, 1896) took place in the North-Eastern fumarolic field. In 1901 a "thunder" (Otchety komissii..., 1901) was heard at the volcano. In 1946 local settlers heard a roar of hot gases and steams emitted by the volcano from the North-Eastern fumarolic field. In February-April, 1977 a swarm of earthquakes (more than 200) with a focal depth larger than 20 km occurred beneath the Mendeleev volcano. The earthquakes were most likely triggered by changes of a stress field in the upper crust in response to the drilling at the geothermal field Goryachy Plyazh. It is possible that the activation of the magma source of the volcano was caused by this activity. A short increase of fumarolic activity in the North-Eastern field was observed in late August, 1977 as harmonic emissions of steam-and-gas plumes up to the height of 150-200 m (Sovremennye protsessy..., 1980). In April-June, 1987 a swarm (about 80) of supposedly volcanic earthquakes was observed. In May, 1987 a small steam-gas emissions occurred in the North-Eastern field. A small temperature increase and mass flux variations of fumaroles and thermal hot springs was observed prior to this event. When the fumarolic activity decreased to the previous level, the temperature of fumaroles and hot springs decreased too (temperature decrease varied from 1-2° to 7-10°).

In August 15, 1978 the temperature of the Spokoiny fumarole in the North-Western field increased up to 113°C, which was accompanied by appearance of melted sulphur. In 1984 the temperature of the same fumarole was 111°C. In 1984 the temperature of the Revushchaya fumarole reached 130°C forming a flow of molten sulphur. In September 3, 1987 the temperature decreased again to 111°C. In 1990 the activity in the North-Western fumarolic field increased again, which was indicated by sulphur melting on the upper basic fumarole and also by the appearance of a new thermal source and an increase of temperatures of other thermal hot springs for approximately 2°C. Swarms of earthquakes with focal depth less than 20 km were observed in summer 2000.

The temperature measurements of fumaroles of the Mendeleev volcano in 2000-2003 showed an apparent decrease of activity. The temperatures in the North-Eastern field did not exceed 100°C. The maximum temperature in the North-Western field was recorded at the Revushchy fumarole (109.6° in August, 2000, 106.3°C in September, 2001, and 101.0°C in



September, 2002). Similarly, the temperature measurements of hot springs (Kisly and Doktorsky) indicated either a stable regime (Kisly) or a temperature decrease for 0.5-2°C as compared to 1999 (Nizhnedoktorsky hot springs).

Study of the deep structure beneath Mendeleev suggested the presence of a system of near-surface and deep magma sources. The shallow magma source with a diameter of about 2 km is located immediately beneath volcano at a depth of 4.5 km (Zlobin et al., 1997). A deep magma chamber is situated at a depth of 30-60 km.

The results of our geological study and the continuous monitoring of fumaroles and hot springs indicate that the significant variations of the volcanic activity at Mendeleev are unlikely in the nearest future. At present and in the nearest future the energy discharge of the magma source will probably continue to be through emission of steam-gas jets and thermal waters. Phreatic and hydrothermal explosions, as well as effusions of sulphur flows are possible in some fumarolic fields, particularly in the North-Eastern and in the North-Western. The areas possibly affected by volcanic activity will be local, within the boundaries of fumarole fields and valleys of Kedrovyy, Kisly, Lechebny, Chetverikov streams. The populated areas beyond the 2-km zone are not hazardous.

Our conclusions are based on the analysis of all available information; however, we cannot completely exclude the beginning of a new cycle of volcanic activity due to a fresh magma input from the deep magma source.

The mitigation of volcano hazard in the area requires the development of regular volcano monitoring and particularly:

- installation of a permanent seismic network,
- detailed geological study of previous eruptive episodes at Mendeleev, and
- development of volcano monitoring techniques based on temporal variations of composition and temperature of fumaroles and hot springs.

#### References

1. Zlobin T.K., Abdurakhmanov A.I., Zlobina L.M. Deep seismic investigations of Mendeleev volcano in South Kuril Islands // *Tihookeanskaya geologiya*.- 1997.- V.16.- № 4.- P. 79-87.
2. Report of the Commission on earthquake investigations. Report on inspection of Rausu volcano roaring in Kunashir Island (in Japanese).- 1901.- № 2.
3. Recent processes of minerals formation on Mendeleev volcano / Lebedev L.M., Zotov A.V., Nikitina I.B. and others.- M.: Nauka, 1980.- 176 p.
4. Milne J. The volcanoes of Japan // *Transactions of the Seismological Society of Japan*.- Yokohama, 1896.- Vol.9.- Pt.2. 539-548.

## ANALYSIS OF COMPOSITION AND CHRONOLOGY OF DOME EMPLACEMENT AT BLACK PEAK, ALASKA UTILIZING ASTER REMOTE SENSING DATA AND FIELD-BASED STUDIES

**J. N. Adleman<sup>1</sup>, J. F. Larsen<sup>2</sup>, M.S. Ramsey<sup>3</sup>, R.G. McGimsey<sup>4</sup>, C.A. Neal<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> *Alaska Volcano Observatory, Geophysical Institute, Department of Geology and Geophysics, University of Alaska Fairbanks 903 Koyukuk Drive P.O. Box 757320, Fairbanks, AK 99775-7320 United States*

<sup>2</sup> *Alaska Volcano Observatory, Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks 903 Koyukuk Drive P.O. Box 757320, Fairbanks, AK 99775-7320 United States*

<sup>3</sup> *Department of Geology and Planetary Science, University of Pittsburgh, 200 SRCC Building, Pittsburgh, PA 15260, United States*

<sup>4</sup> *U.S. Geological Survey, Alaska Volcano Observatory, 4200 University Drive, Anchorage, AK 99508, United States*

The purpose of this study is to investigate differences in dome mineralogy and alteration using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflectance Radiometer (ASTER) satellite imagery, field observations, and laboratory petrologic and spectrographic analyses of the Black Peak volcano complex, Alaska. Black Peak is a 3.5km-wide-caldera on the Alaska Peninsula. The caldera formed ~4,600 years ago by an eruption that deposited <math>20\text{km}^3</math> of ash-flow tuffs which filled the valleys to the west and north. The floor of the ice-free caldera consists of approximately a dozen overlapping, mainly andesitic lava domes and coulees. An initial examination of rock samples collected from domes in and around the flanks of the caldera reveals a significant difference in the bulk mineralogy, mainly in the amphibole content and matrix glass alteration. Bulk rock compositions are andesitic and show a mixing trend in  $\text{SiO}_2$  content (58-64 wt%). Further analysis of the mineral compositions, proportions, and laboratory spectral signatures will be used to investigate the thermal infrared (TIR) emissivity spectra differences between the domes observed in the ASTER data. Results from the ground-based and satellite data will be used to construct a base-map of the physical and chemical properties of the dome field, augmented by careful ground validation combined with chronologic and stratigraphic studies to better constrain the post caldera eruptive history. Satellite image based mapping for investigation of remote volcanoes can provide an efficient and timely way to assess previously unstudied eruption deposits along the Aleutian Arc.

## PRODUCTS OF HYDROVOLCANISM IN OKMOK CALDERA, ALASKA, U.S. A.

**Leslie D. Almbert<sup>1,2</sup>, James E. Begét<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> *Department of Geology and Geophysics, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, Alaska, U.S.A.*

<sup>2</sup> *Alaska Volcano Observatory, Geophysical Institute, Fairbanks, Alaska, U.S.A.*

Hydrovolcanic activity in Okmok Caldera predominated on the crater floor during approximately the first 775 years after the caldera collapsed at 2050 yr. B.P. Interactions between rising magma and shallow water (<math>100\text{ m}</math>) controlled the development of lithofacies observed in the early post-caldera deposits. The distinctive lithofacies reflect the eruptive processes active and Cones C and D, composite tuff, lava flow, and cinder cones, breached the surface of a lake which once covered the caldera floor. Three phases of eruptive activity constructed Cone D (and likely Cone C): first, a subaqueous cycle built the underlying pile now mostly buried; second, an emergent phase dispersed the products away from the vent producing the broad platform on which the cinder cones are perched; and finally, alternating subaerial strombolian and hawaiian phases built the edifices to their culminating heights. Radiocarbon dates provide constraining ages for a catastrophic flood that emptied the  $4.3 \times 10^9\text{ m}^3$  caldera lake and exposed the subaqueous lithofacies.

## ОЦЕНКА ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ОТ АВАЧИНСКОГО ВУЛКАНА, КАМЧАТКА, РОССИЯ

**Л.И. Базанова, О.А. Брайцева, И.В. Мелекесцев, М.Ю. Пузанков**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006, Россия*

Оценка вулканической опасности от вулкана Авачинский очень важна, т.к. вулкан расположен всего в 25-30 км от городов Петропавловск-Камчатский и Елизово. При оценке вулканической опасности мы опирались на реконструированную нами историю активности Молодого конуса Авачинского вулкана, который начал формироваться 3500 <sup>14</sup>C лет назад. Нами составлена карта вулканической опасности, на которой показаны следующие зоны: *А – Область повышенной опасности при извержениях любой силы с наибольшей частотой воздействия опасных явлений. Запретна для хозяйственного освоения.* Эта область включает зоны опасности от: 1) лавовых и пирокластических потоков, пирокластических волн и раскаленных лавин; 2) лахаров; 3) обвально-взрывных отложений и ударной волны. *Б – Область умеренной опасности с менее частой угрозой в случае сильных извержений. Непригодна для хозяйственного освоения или пригодна при определенных рекомендациях.* Эта область включает зоны опасности от: 1) пирокластических потоков; 2) лахаров. *С – Область пониженной опасности, опасность только в случае редких очень сильных и катастрофических извержений за пределами областей А и Б. Пригодна для ограниченного хозяйственного освоения и пребывания людей.* Эта область включает зоны, которые могут подвергнуться воздействию: 1) пирокластических потоков и лахаров; 2) только лахаров; 3) пирокластических волн, ассоциирующихся с пирокластическими потоками. *Д – Область наименьшей вулканической опасности, в пределах которой отсутствует угроза от лавовых, пирокластических, грязевых потоков и пирокластических волн. Следует осваивать в первую очередь.* Эта область включает зону опасности только от пеплопадов. На карте вулканической опасности показаны изопакиты возможной максимальной и наиболее вероятной максимальной мощности тефры, максимальный возможный размер частиц тефры, частота пеплопадов, зафиксированных в почвенно-пирокластическом чехле отдельными горизонтами тефры, и частота прохождения грязевых потоков. Карта передана в Администрацию г. Петропавловска-Камчатского.

## ASSESSMENT OF VOLCANIC HAZARD FROM AVACHINSKY VOLCANO, KAMCHATKA, RUSSIA

**L.I. Bazanova, O.A. Braitseva, I.V. Melekestsev, M.Yu. Puzankov**

*Institute of Volcanology and Seismology, Piip Blvd., 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, Russia*

The evaluation of volcanic hazard from Avachinsky volcano is important because Avachinsky volcano is located 25-30 km away from the cities of Petropavlovsk-Kamchatsky and Elizovo. Volcanic hazard was estimated based on the eruptive patterns of the Young Cone of Avachinsky, which started to form 3500 <sup>14</sup>C yrs BP. We have compiled a volcanic hazard map, which shows the following zones: *A – Highly hazardous zone likely to be affected most frequently and during eruptions of any magnitude. Prohibited for economic development.* This zone includes areas which are exposed to hazards associated with: 1) lava and pyroclastic flows and surges; 2) debris avalanches; 3) lahars. *B – Moderately hazardous zone likely to be affected less frequently and only by strong eruptions. Unfit for economic development or suitable only for restricted usage.* This zone includes areas of hazard associated with: 1) pyroclastic flows; 2)

lahars. *C* – *Low hazard zone likely to be affected only by very strong and catastrophic eruptions. Suitable for limited economic development and habitation.* This zone includes areas likely to be affected by: 1) pyroclastic flows and lahars; 2) only lahars; 3) pyroclastic surges associated with pyroclastic flows. *D* – *Minor hazard zone. Suitable for economic development.* This zone is unlikely to be affected by lava, pyroclastic or mud flows but may be affected by ash falls. The map shows isopachs of maximum possible tephra thickness and most likely tephra thickness, maximum possible size of tephra particles, frequency of ashfalls, and mud flows. The map was handed over to the administration of Petropavlovsk-Kamchatsky.

## **ДАТИРОВАНИЕ ПОБОЧНЫХ ПРОРЫВОВ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА (КАМЧАТКА) С ПОМОЩЬЮ ТЕФРОХРОНОЛОГИИ**

**О.А. Брайцева, В.В. Пономарева, И.В. Мелекесцев**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,  
Петропавловск-Камчатский, 683006, Россия*

Ключевской (56°03' N, 160°38' E), наиболее активный вулкан Камчатки, начал формироваться всего лишь ~ 6000 лет назад (л.н.; для всех событий приведены радиоуглеродные возрасты). Конус вулкана и его подножие усеяны многочисленными побочными шлаковыми конусами. Проведено датирование побочных прорывов вулкана с помощью ранее изученных региональных маркирующих прослоев тефры (Braitseva et al., 1997). Было установлено, что наиболее важными маркерами для подножия Ключевского вулкана являются пеплы вулканов Шивелуч (Ш<sub>1</sub>, 250 л.н.; Ш<sub>2</sub>, 950 л.н.; Ш<sub>3</sub>, 1400 л.н.; Ш<sub>5</sub>, 2550 л.н.; Ш<sub>2800</sub>, 2800 л.н.); Ксудац (КС<sub>1</sub>, 1800 л.н.), и Безымянный (Б<sub>1</sub>, 1600 л.н. и Б, 3900 л.н.). В результате изучения разрезов почвенно-пирокластического чехла в многочисленных обнажениях и шурфах было определено стратиграфическое положение лавовых потоков и пирокластике побочных конусов по отношению к указанным маркирующим прослоям тефры и выделено семь групп побочных извержений: I – исторические; II – извержения, произошедшие перед и сразу после отложения пепла Ш<sub>1</sub>, то есть 250-300 л.н.; III – между отложением пеплов Ш<sub>3</sub> и Б<sub>1</sub> (1400-1600 л.н.); IV – между отложением пеплов Б<sub>1</sub> и КС<sub>1</sub> (1600-1800 л.н.); V – между пеплами КС<sub>1</sub> и Ш<sub>5</sub> (1800-2550 л.н.); VI – между пеплами Ш<sub>5</sub> и Ш<sub>2800</sub> (2550-2800 л.н.); VII – между пеплами Ш<sub>2800</sub> и Б (2800-3900 л.н.). Составлена карта вулканических образований Ключевского вулкана, показывающая эруптивные аппараты и лавовые потоки побочных прорывов с подразделением их на указанные возрастные группы. Первые побочные извержения Ключевского произошли ~4000 л.н. Особенно интенсивная активность побочных аппаратов отмечена 2800-1400 л.н. Затем на протяжении ~1000 лет (1400-300 л.н.) отмечается ослабление активности побочных прорывов, хотя извержения из центрального кратера продолжались. Около 300 л.н. начался новый период активности побочных жерл, причем более 20 извержений произошли уже в историческое время.

## **TEPHROCHRONOLOGY AS A TOOL FOR DATING FLANK ERUPTIONS ON KLIUCHEVSKOI VOLCANO, KAMCHATKA, RUSSIA**

**O.A. Braitseva, V.V. Ponomareva, I.V. Melekestsev**

*Institute of Volcanology and Seismology, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, Russia*

Kliuchevskoi (56°03' N, 160°38' E; 4,750 m) is Kamchatka's most active volcano, which started to form ~6,000 yr BP (all ages are <sup>14</sup>C). Its cone and surroundings are dotted with numerous flank vents. Flank eruptions were dated with the help of previously studied regional

marker ash layers (Braitseva et al., 1997). The most important marker ash layers at the base of Kliuchevskoi are from Shiveluch (SH<sub>1</sub>, 250 yr BP; SH<sub>2</sub>, 950 yr BP; SH<sub>3</sub>, 1400 yr BP; SH<sub>5</sub>, 2550 yr BP; SH<sub>2800</sub>, 2800 yr BP); Ksudach (KS<sub>1</sub>, 1800 yr BP), and Bezymianny volcanoes (BI, 1600 yr BP, and B, 3900 yr BP). Examination of multiple outcrops and excavations have allowed us to determine the stratigraphic position of lava flows and tephras from flank vents with respect to these marker ash layers and to identify seven groups of flank eruptions: I - historic; II – around the time of SH<sub>1</sub> deposition, 250-300 yr BP; III – between deposition of SH<sub>3</sub> and BI ashes (1400-1600 yr BP); IV – between BI and KS<sub>1</sub> ashes (1600-1800 yr BP); V – between KS<sub>1</sub> and SH<sub>5</sub> (1800-2550 yr BP); VI – between SH<sub>5</sub> and SH<sub>2800</sub> (2550-2800 yr BP); VII – between SH<sub>2800</sub> and B (2800-3900 yr BP). A map was compiled showing the vents and lava flows of different age groups. The first flank eruptions of Kliuchevskoi occurred ~4000 yr BP. Intense activity from flank vents occurred 2800-1400 yr BP, followed by a quiet interval for ~1000 years (1400-300 yr BP). Since 300 yr BP, a renewal of flank activity has occurred with more than 20 historical eruptions.

#### **<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar GEOCHRONOLOGY OF KHAPITSA PLATEAU AND STUDYONAYA RIVER BASALTS AND BASALTIC ANDESITES IN CENTRAL KAMCHATKA DEPRESSION, KAMCHATKA, RUSSIA**

**Julie A Calkins**

*New Mexico Institute of Mining and Technology, 801 Leroy Place, Socorro, New Mexico 87801*

High-precision <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age spectra have been obtained from 12 groundmass concentrate samples representative of 7 plateau-forming basalt and basaltic andesite units in the Khapitsa Plateau and the Studyonaya River within the Central Kamchatka Depression (CKD). The CKD is a 200 km wide intra-arc depression (graben) structure bounded by major faults to the east with its western flank gradually ascending towards the crest of the Sredinny Range (Kozhurin, 2004; Tibaldi, 2004). The origin of the depression is poorly understood but maybe related to

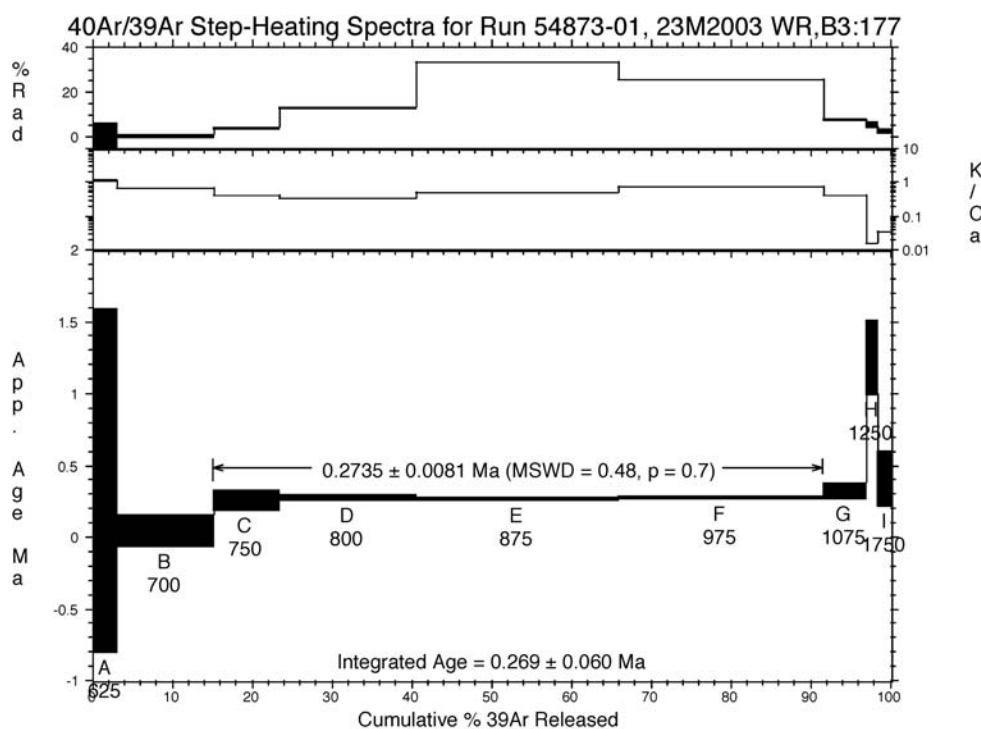


Fig.1. Age spectra for a representative Khapitsa Plateau basalt with plateau age of  $274 \pm 8$  ka.\*



## VOLCANIC ACTIVITY AT SEDANKINSKY DOL LAVA FIELD, SREDINNY RIDGE DURING THE HOLOCENE (KAMCHATKA, RUSSIA)

**O.V. Dirksen<sup>1</sup>, L.I. Bazanova<sup>1</sup>, P.Yu. Pletchov<sup>2</sup>, M.V. Portnyagin<sup>3</sup>, K.A. Bychkov<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Volcanology and Seismology, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia.*

*E-mail: dirksen@kcs.iks.ru*

<sup>2</sup>*Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia. E-mail: pavel@cs.ru*

<sup>3</sup>*Dynamics of the ocean floor, IFM-GEOMAR, Kiel, Germany.*

*E-mail: mportnyagin@ifm-geomar.de*

Kamchatka hosts more than 30 Holocene stratovolcanoes and a large number of monogenetic vents. The recent volcanism is restricted to three main zones: the Eastern Volcanic Belt and South Kamchatka, the Central Kamchatka Depression, and the Sredinny Ridge. While the first two zones are relatively well investigated, few data is currently available on the Sredinny Ridge magmatism.

Here we report the preliminary results on chronology and composition of volcanism from the Sedankinsky Dol lava field, which is the area of the most voluminous volcanism in the northern Sredinny Ridge during the Holocene. This area is situated 100 km NW from Shiveluch, the northernmost active volcano in Kamchatka, and is comprise of several small shield- and stratovolcanoes and more than 100 monogenetic cones. The area is situated to the north of the edge of the subducting Pacific plate [Gorbatov et al., 1997, Levin et al., 2002, Park et al., 2003], and the origin of magmatism in the area is of broad scientific interest. The recent magmatism in the Sredinny Ridge has been assigned (1) to fluids from the subducting Pacific plate triggering mantle melting, (2) to the melting of the Pacific plate edge and [Avdeiko et al., 2001, Yogodzinski et al., 2001] (3) to mantle plume activity [Portnyagin et al., 2003].

Detailed geological and tephrochronological investigations revealed three main stages of volcanic activity within the Sedankinsky Dol: (1) Late Pleistocene, (2) Early Holocene and (3) Late Holocene. Most of the shield- and stratovolcanoes appeared during the Second stage of Late Pleistocene glaciation and erupted about 4-5 km<sup>3</sup> of basaltic, basaltic andesite magmas. The Early and Late Holocene stages are marked by abundant monogenic volcanism and several eruptions of Titila volcano, which is probably the only known potentially active Iceland-type shield volcano in Kamchatka. The total volume of erupted products of the 2<sup>nd</sup> and 3<sup>rd</sup> stages is about 0.5 km<sup>3</sup>.

All the erupted lavas are predominantly Ol-basalts. The total amount of phenocrysts, Ol (Fo<sub>78-85</sub>) and Pl (An<sub>65-82</sub>), ranges from 8 to 20%. The determined sequence of crystallization (Ol<sub>85-83</sub>->Ol<sub>80-83</sub>->Pl<sub>71-73</sub>->Ol-Mt-Pl->Cpx-Pl) is consistent with fracturing at the upper crust level. Complex studies of the magmatic paragenesis and melt inclusions in Ol revealed the parent melts composition (SiO<sub>2</sub>- 47.46, TiO<sub>2</sub>- 1.44, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- 18.18, FeO- 9.73, MnO- 0.18, MgO-8.21, CaO- 9.91, Na<sub>2</sub>O-3.44, K<sub>2</sub>O- 0.67) wich existed at T~ 1210<sup>0</sup>C, P~1.5 Kbar, and H<sub>2</sub>O~ 0.3 %. Oxygen fugacity, determined according to [Ballhause et al., 1991], corresponds to NNO buffer. The close resemblance of melt composition and the similar condition of fracturing of these melts suggest a common mechanism of formation of areal basalts for this area.

The geochemical results indicated that Sedanka basalts have larger amounts of K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub> and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, compared with basalts of the Eastern volcanic belt, possibly indicating some admixture with intraplate basalts. The investigation of melt inclusions in Ol phenocrysts revealed the existence of two types of parent melts in some samples: low-K tholeiite and medium-K high-Ti basalts. The presence of these heterogeneous melts suggests the mixing of different parent melts during magma generation.

Our results confirm the existence of Holocene volcanism in the Sedankinsky Dol area, as was previously reported by [Ogorodov et al., 1972]. The established periods of volcanic activity within the northern part of the Sredinny Ridge correspond well to those in the Central Kamchatka Depression and in the Eastern Volcanic Belt and South Kamchatka. The observation implies a common trigger mechanism of volcanism in the entire Kamchatka arc.

This research was supported by RFBR grant № 03-05-64027

## **PALEOENVIRONMENTAL EFFECT AND PLANTS RECOVERING AFTER 7600 BP CATASTROPHIC KURILE LAKE CALDERA-FORMING ERUPTION, KAMCHATKA**

**V.G. Dirksen, O.V. Dirksen**

*Institute of Volcanology and Seismology, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia.*

*E-mail: [dirksen@kcs.iks.ru](mailto:dirksen@kcs.iks.ru)*

Many volcanic eruptions occur each year around the world. Most of them are weak, affecting only volcano cone itself, but sometimes strong eruptions spew large volumes of pyroclasts, covering large areas and causing environmental disturbances over hundreds of km<sup>2</sup>. Their effect on vegetation has been intensively studied through direct observations of the devastated areas.

Most of our knowledge about the revegetation process caused by modern volcanic eruptions comes from studies of vegetation development through time. Much more powerful eruptions occurred in the past. Their effect seems to be much greater, but there are only few studies on plant recovery after ancient catastrophic eruptions.

We tried to approach this problem using the potential of volcanology, palynology and plant ecology. Plant ecology and modern models of revegetation after recent volcanic eruptions were used as a guide during data interpretation.

The Kurile Lake caldera-forming eruption (KO) was chosen to model the recovery process after the catastrophic event. This eruption occurred about 7600 14C yrs. B.P. and was the largest volcanic eruption in Kamchatka during the whole Holocene. The total volume of erupted products was about 140-170 km<sup>3</sup>. Its environmental effect could be compared with Tambora mega-eruption in 1815 AD. The tephra blanket covered most of southern Kamchatka, the northern part of the Okhotsk Sea and a large area in the Magadan region, where its thickness reached 5 cm. Incandence pyroclastic flows and surges traveled up to 50 km from the caldera and entered the sea.

The eruption of such scale might result in the total destruction and burial of the biota on a huge area of several tens of km around the caldera. Under these conditions, a primary succession with slow invasion rates of barren surfaces could be expected on a huge area. Nevertheless, we found that the revegetation process was more complex. Based on the proposed cumulative paleoenvironmental effect of KO deposits we have recognized two main zones of devastation and post-eruption recovery.

Zone of primary succession:

This zone of destruction of biota enclosed the river valleys and flat watersheds where the vegetation cover had been totally destroyed and buried by pyroclastic flows and thick blanket of tephra and surge deposits. The invasion and establishment of immigrant plants were rather slow and strongly restricted on these newly formed surfaces and required a long time for substrate amelioration.

Four stages of primary succession have been recognized. Among which there is a «Grass stage», the third one, which is the most clear. It is characterized by a high value of local pollen taxa as Poaceae and Asteraceae. High percentages of *Alnus fruticosa* and *Artemisia*, transported taxa, allowed us to assume that vegetation cover remained quite sparse. Invasive plants could originate from occasional seed immigration from outside the destroyed area, seed banks of buried soil which became exposed again as a result of intensive erosion, and plant refuges at the highlands which were protected by heavy snowpacks from volcanic damage.

Zone of secondary succession:

This zone covered the steep slopes where volcanic deposits, not as thick as on flat sites, could be eroded rapidly soon after the eruption and after the original topsoil was exposed, where



cool tephra and snowpacks, if any, could protect some of the plants (at least their vegetative organs and root systems). *Alnus fruticosa*, the most common species in southern Kamchatka, could survive under these conditions and reproduce vegetatively resprouting from buried root systems. This assumption is supported by the presence of its pollen in all spectra, just after the eruption.

Our study shows that while the Kurile Lake eruption could be regarded as an ecological catastrophe, some vascular plants could survive and then become the major sources of revegetation. Seed immigration from elsewhere was much less important. The relatively rapid revegetation was mostly due to the contribution of secondary succession which developed rapidly owing to resprouting species.

This research was supported by a grant from the Foundation for Domestic Science Support.

### ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ В 2001-2004 ГГ., КАМЧАТКА

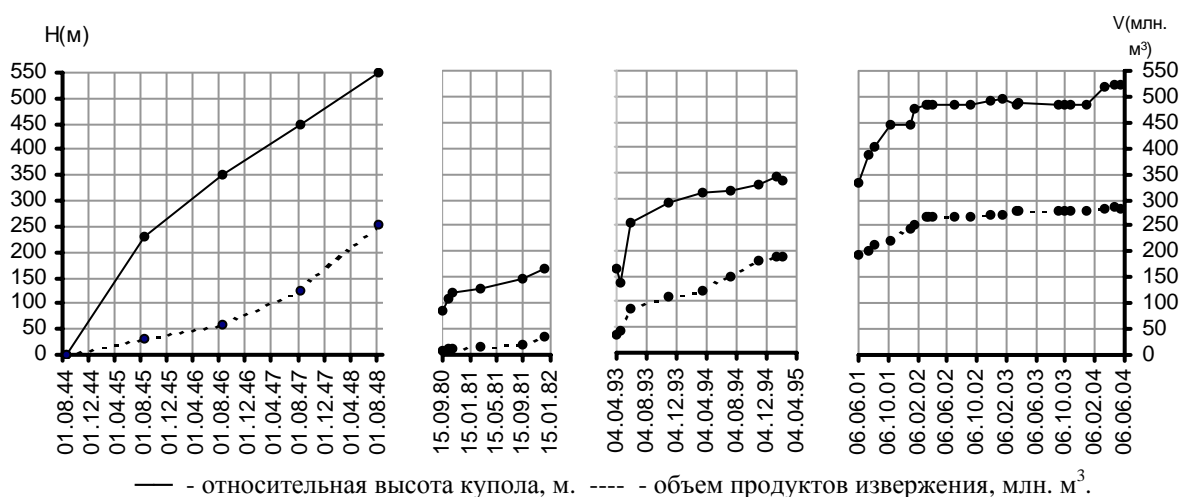
**С.А. Федотов, Н.А. Жаринов, В.Н. Двигало, Н.И. Селиверстов, С.А. Хубуная**  
*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия*

Шивелуч самый северный и наиболее опасный гигантский андезитовый вулкан Камчатки. В последние 65 тыс. лет вулкан был вторым по продуктивности со средним расходом магмы 36 млн. тонн в год. Это один из крупнейших вулканов Камчатки: диаметр его основания 45-50 км, абсолютная высота 3283 м, объем близок 1000 км<sup>3</sup>. Последние пароксизмальные извержения вулкана происходили в 1856 и 1964 гг. Эксплозивный кратер с размером 1.5 x 3 км, активен в настоящее время. После катастрофического эксплозивного извержения 1964 года в кратере формируется новый экструзивный купол. Этот процесс идет неравномерно. Можно выделить три этапа формирования купола. В августе 1980 года началось выжимание экструзии, которое продолжилось до конца 1981 года. Затем последовал следующий этап с апреля 1993 по январь 1995 года. Во время второго извержения 1993-1995 гг. купол достиг высоты 350 м, размеры его основания были 1000x1700 м, объем достигал 0.180 км<sup>3</sup>. Последний, третий этап начался в конце апреля 2001 года и продолжается по настоящее время. Два первых межпароксизмальных извержения были главным образом экструзивными.

Последнее межпароксизмальное извержение вулкана Шивелуч началось 30 апреля 2001 г. (экструзивная фаза). Извержение предварялось и сопровождалось вулканическими землетрясениями с магнитудой  $M \leq 3$  и вулканическим дрожанием. Количество землетрясений под вулканом резко возросло до 150-200 в сутки с 23 по 25 апреля. В конце апреля начале мая регистрировалось уже от 200 до 380 землетрясений в сутки. Из этих землетрясений от 5 до 30 имели энергетический класс 6 и более. Официальный прогноз извержения был дан 23 апреля 2001 г. Общим советом Института вулканологии ДВО РАН и КОМСП ГС РАН по прогнозу землетрясений и извержений вулканов на основе прогнозного заключения, поданного В.В. Ивановым.

Визуально из г.Ключи новый экструзивный купол был обнаружен В.Н.Двигало 12 мая 2001 года. Купол располагался на западном склоне экструзивного купола 1993-1995 гг. Максимальная скорость роста купола была отмечена в начале экструзивной фазы извержения, средний расход изверженных продуктов был близок 0.6 млн. м<sup>3</sup> в сутки. Экструзивный процесс прерывался эксплозивными фазами извержения. Главная эксплозивная фаза извержения происходила с 19 по 22 мая 2001 года на фоне ВД (вулканического дрожания) и снижения уровня локальной сейсмичности. 19 мая абсолютная высота эруптивной колонны достигала 20 км, ее протяженность приближалась к 500 км. Длина пирокластических потоков доходила до 18 км, мощность потоков достигала 8 м.

Изменения высот и объемов экструзивных куполов вулкана Шивелуч  
В 1944-1948 гг., 1980-1981 гг., 1993-1995 гг., 2001-2004 гг.



Отложения пирокластических потоков были представлены вулканическими бомбами, ювенильными округлыми обломками пемзовидных амфибол-плагиоклазовых андезитов, резургентными обломками и глыбами разрушенного лавового купола (размером до 3-5 м), погруженными в пепел и песок заполнителя андезитового состава ( $\text{SiO}_2 \sim 62.6-63.2\%$  вес.). Лахары покрыли площадь 70 км<sup>2</sup>. Их протяженность достигала 30 км, а мощность - 10 м.

Современный этап развития вулкана Шивелуч имеет следующие особенности:

1. Извержения вулкана Шивелуч 2001-2004 гг. отличается высоким уровнем сейсмичности. Намечается тенденция закономерного нарастания сейсмических явлений, связанных с межпароксизмальными извержениями вулкана по мере заполнения его кратера экструзией. Извержение 1980-1981 гг. вообще не предварялись и не сопровождалось заметными сейсмическими событиями. Во время подготовки и в ходе извержения 1993-1995 гг. количество землетрясений под вулканом достигало 250-300 в сутки, а их энергетический класс достигал величины  $K=7.0$ , при этом период относительно высокой активности продолжался около двух недель. Начавшееся в 2001 г. извержение предварялось всплеском сейсмической активности длительностью не менее шести недель, и в дальнейшем сопровождалось высоким уровнем сейсмичности: количество сейсмических событий достигало 300-400 в сутки, а максимальный энергетический класс составил 9.5. Перед катастрофическим извержением 1964 г., когда кратер вулкана был практически заполнен экструзиями, отмечались землетрясения с энергетическим классом  $K=12$  включительно.
2. Рост лавового купола (куполов) в кратере вулкана происходит неравномерно. После пароксизмального извержения 1964 г. выделено три этапа формирования купола, отличающихся объемом и вещественным составом продуктов извержений. В ходе последних трех извержений наблюдается незначительное раскисление пород. Содержание  $\text{SiO}_2$  во время извержений 1980-1981, 1993-1995 и 2001-2004 гг. соответственно близки: 60.4-61.3, 61.8-62.7, 62.6-63.2% вес.
3. В ходе последних трех извержений изменяется их характер: от чисто экструзивного в 1980-1981 к эксплозивно-экструзивным (1993-1995, 2001-2004). В ходе первого извержения происходило выжимание вязкой, дегазированной лавы, при двух последующих извержениях рост экструзивных куполов сопровождался многочисленными эксплозиями. Это свидетельствует о подъеме андезитовой магмы более богатой летучими.
4. В настоящее время объем внутрикратерного купола достиг объема купола Суелич, который образовался в период 1944-1950 гг., до пароксизмального извержения 1964

- года. Объем современного купола близок  $0.30 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ , диаметр основания 1350 м, диаметр вершины конуса близок 240-270 м, высота от поверхности 1980 г. – 520 м.
5. С 1980 по 2000 гг. расход вулкана был близок к среднему  $\sim 36$  млн.т. в год. В то же время с 1964 года в питающем очаге могло накопиться в два раза больше магмы. Поэтому в ближайшее десятилетие более вероятны межпараксизмальные извержения с объемом изверженного материала до  $0.1-0.15 \text{ км}^3$  (230-345 млн.т.), с дальнейшим наращиванием объема экструзивного купола или ростом новых экструзивных куполов.

## ERUPTION OF SHIVELUCH VOLCANO IN 2001-2004, KAMCHATKA

**S.A. Fedotov., N.A. Zharinov., V.N. Dvigalo., N.I. Seliverstov., S.A. Khubunaya.**

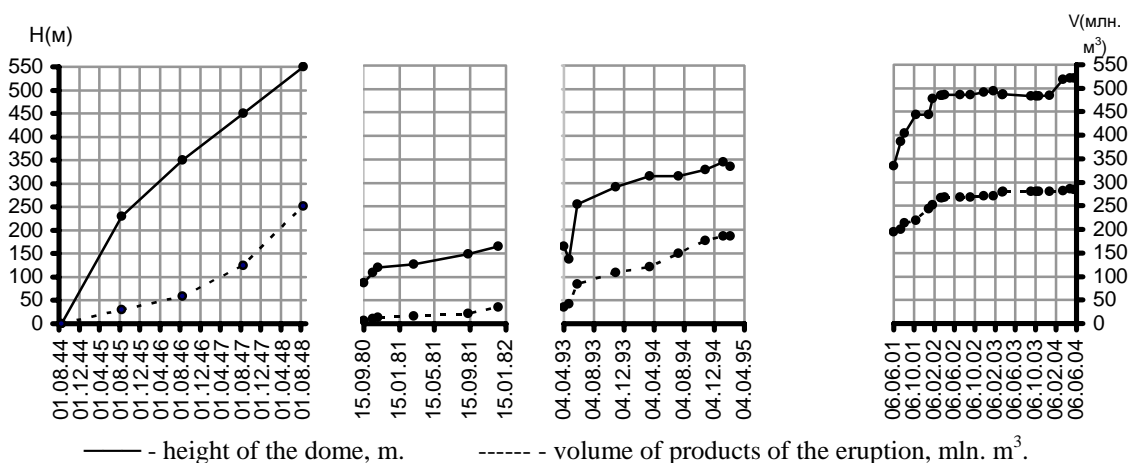
*Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, Russia*

Sheveluch is the northernmost and most dangerous andesitic volcano of Kamchatka. In the last 65,000 years it has been the second-most productive volcanoes of Kamchatka with an average eruption rate of magma 36 million tons per year. It is also one of the biggest Kamchatka volcanoes; the diameter of its base is about 45-50 km, its altitude is 3283 m and its volume is about 1000 cubic km. The last paroxysmal explosive eruptions of Sheveluch happened in 1856 and 1964. The explosive crater formed in 1964 has an approximate size of  $1.5 \times 3 \text{ km}$  and is active now. A new extrusive dome is growing in the crater of Shiveluch, which began growing after the catastrophic explosive eruption in 1964. We identify 3 stages of the dome growth.

In August of 1980, an extrusion began and lasted till the end of 1981. The next stage lasted from April 1993 till January 1995. During the second stage, the dome reached a height of 350 m, its base was  $1000 \times 1700 \text{ m}$  across and its volume amounted to 0.18 cubic km. The last and 3-rd stage began in the end of April 2001 and continues at present. Two first inter-paroxysmal stages were mainly extrusive.

The last eruption of Shiveluch started on April 30, 2001 (extrusive phase). It was preceded and accompanied by volcanic earthquakes of a magnitude  $M \leq 3$  and volcanic tremor. The number of earthquakes below Shiveluch increased abruptly (up to 150-200 per day) from April 23 to April 25. Up to 380 earthquakes were recorded per day from the end of April to beginning of May 2001. Five to 30 of these earthquakes had «the energy class» magnitude of 6 and higher.

The volume and the height of the lava dome at Shiveluch volcano during 1944-1948, 1980-1981, 1993-1995, 2001-2004.



An official short-term forecast for this eruption was submitted on April 23, 2001 on the basis of a report by V. Ivanov. On May 12, 2001, V. Dvigalo observed from Klyuchy settlement

a new extrusive dome on the western slope of the old dome. A maximum rate of the dome growth – a discharge rate of the eruptive products of 0.6 million m<sup>3</sup> per day – was noted at the beginning of the eruption. The extrusive process was interrupted by explosive phases of the eruption.

The main explosive phase of the eruption continued from May 19 till May 22, 2001 when volcanic tremor returned to background and local seismicity diminished. On May 19 the absolute height of the eruptive column was up to 20 km, its length reached to 500 km. The length of pyroclastic flows amounted to 18 km at a thickness of 8 m.

Deposits of pyroclastic flows were mainly juvenile round clasts of pumiceous amphibole-plagioclase andesites, volcanic bombs and resurgent fragments and blocks of the lava dome (3-5 mm in size), immersed into ash and sand pyroclastic matrix of andesite composition (SiO<sub>2</sub> 62.6-63.2 wt %). Two months after the eruption the temperature at a depth of 1 meter in the pyroclastic flows was about 120 degrees C. Lahars covered the area of about 70 square km and reached up to 30 km from the volcano. The thickness of lahars was 10 m.

The present stage of Sheveluch volcano has some distinctive features:

1. The eruption of 2001-2004 of Sheveluch differs in its high levels of seismicity. There is a tendency of regular growth of seismic events connected with inter-paroxysmal eruptions of Sheveluch as its crater is filled with extrusion. The eruption of 1980-1981 was neither preceded nor accompanied by any noticeable seismicity. Before and during the eruption of 1993-1995 a number of earthquakes under the volcano reached to 250-300 per day; their “energy class” magnitude reached  $K_s=7.0$ , while the period of the relatively high seismic activity lasted about two weeks. The eruption of 2001 was preceded by a burst of seismic activity which lasted no less than 6 weeks and was accompanied by a high level of seismicity: a number of seismic events reached 300-400 per day; the highest «energy class» magnitude was 9.5. Before the catastrophic eruption in 1964 when the volcano crater was almost completely filled with extrusive lava, earthquakes of «the energy class» magnitude  $K_s=12$  were registered.
2. The growth of the lava dome in the crater of the volcano occurs irregularly. After the paroxysmal eruption of 1964, we identify three stages of dome growth distinguished in volume and composition of eruptive products. During the last three eruptions, SiO<sub>2</sub> is increasing very slowly. The content of SiO<sub>2</sub> during the eruptions of 1980-1981, 1993-1995 and 2001-2004 are respectively close to: 60.4-61.3, 61.8-62.7, 62.6-63.2.
3. The character of the last three eruptions changed from purely extrusive in 1980-1981 to extrusive-explosive in 1993-1995 and 2001-2004. During the first eruption of 1993-1995, there was extrusion of viscous, degassed lava. While the next two subsequent eruptions, growth of the lava dome was accompanied by numerous explosions. This suggests the arrival of gas-enriched andesitic magma.
4. Now, the volume of the inter-crater lava dome has reached the volume of Suelich dome, which was formed during 1944-1950 before the eruption of 1964. The volume of the modern dome is close to  $0.30 \times 10^6$  m<sup>3</sup> with a basal diameter of  $t$  1350 m. The height of the current dome first measured from the surface in 1980 is 520 m.
5. During 1980-2000, the eruption rate was close to an average of 36 million t per year. At the same time, since 1964, two times more magma could have been accumulated in the feeding chamber. Therefore, in the upcoming decades we can expect inter-paroxysmal eruptions with a volume of 0,1 - 0,15 km<sup>3</sup> of erupted materials. Obviously, an increase in the volume of the extrusive dome could be possible, as well as a growth of new extrusive domes.

## THERMAL INFRARED SPACE-BASED SO<sub>2</sub> DETECTION: A NEW TECHNIQUE FOR THE ALASKA VOLCANO OBSERVATORY

**Courtney Kearney, Jon Dehn, Ken Dean**

*Alaska Volcano Observatory, Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks, AK 99775*

Since the launch of NASA's Terra and Aqua platforms (1999 and 2002, respectively), the Alaska Volcano Observatory (AVO) has been receiving near-real time Moderate Resolution Infrared Spectroradiometer (MODIS) data. MODIS provides high thermal infrared (TIR) spectral resolution data with a temporal resolution up to two passes per day and a TIR spatial resolution of 1 km at nadir. Utilizing the 8.6 $\mu$ m SO<sub>2</sub> absorption feature, total SO<sub>2</sub> emissions during an eruption are now possible using MODIS in conjunction with the algorithm MAP\_SO2 (Realmuto, 1994, 1997).

Due to the spatial resolution of MODIS, the detection of passive degassing at subduction related volcanoes is limited; however its 2330 km swath width allows the detection of large eruptive episodes. The algorithm MAP\_SO2 provides a means to create SO<sub>2</sub> concentration maps based on modelled radiance values. These maps provide a total SO<sub>2</sub> tonnage emitted along with a further understanding of the internal plume structure. Since MAP\_SO2 was initially developed to detect passive degassing using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), which has a higher spatial resolution, the attenuation of the signal by ash within the TIR was not accounted for. Therefore, the total SO<sub>2</sub> tonnage determined is an overestimate of the actual SO<sub>2</sub> emitted (Watson et al, 2004). Although the estimation may exceed the actual amount, it does provide an upper limit of emitted SO<sub>2</sub>.

In the last four years, several eruptions in NOPAC have been detected by MODIS, including the recent eruption of Bezymianny. On 13 January 2004, Bezymianny volcano located on the Kamchatka peninsula erupted, sending gas and ash up to 12 km into the atmosphere. The detection of the eruption by both Terra and Aqua provided a MODIS time series approximately 12 hours after the eruption began. Analysis of this data set indicates approximately 4 kt or SO<sub>2</sub> was emitted by 0025 UTC on 14 January 2004, increasing to 40 kt by 0210 UTC.

The use of MODIS to determine a total SO<sub>2</sub> tonnage during an eruptive episode by AVO is a new research tool for the observatory. Using detected events at Bezymianny, Klyuchevskoi and Sheveluch, MAP\_SO2, in conjunction with MODIS and ASTER, has been tested in order to determine its abilities within the NOPAC. During an eruption, the volcano of interest is added to the ASTER emergency response list. This increases the probability of acquiring an ASTER scene over the volcano of interest, allowing AVO to detect lower levels of degassing throughout the episode. Due to the reliability of incoming MODIS data, the emergency response ASTER list and the successful retrieval of SO<sub>2</sub> tonnages, MAP\_SO2 is now a part of AVO's response during an eruption.

### References

1. Realmuto, V. J., A. J. Sutton and T. Elias, Multispectral thermal infrared mapping of sulfur dioxide plumes; a case study from the East Rift Zone of Kilauea Volcano, Hawaii, *Jour. of Geophy. Res., B*, 102(7), 15,057-15,072, 1997.
2. Realmuto, V. J., M. J. Abrams, M. F. Buongiorno and D. C. Pieri, The use of multispectral thermal infrared image data to estimate the sulfur dioxide flux from volcanoes; a case study from Mount Etna, Sicily, July 29, 1986, *Jour. of Geophy. Res., B*, 99(1), 481-488, 1994.
3. Watson, I. M., V. J. Realmuto, W. I. Rose, A. J. Prata, G. S. Bluth, Y. Gu, C. E. Basder and T. Yu, Thermal infrared remote sensing of volcanic emissions using the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), *Jour. of Vol. and Geother. Res.*, In Press.

## ЛАВОВЫЕ ПОТОКИ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ, КАМЧАТКА

**В.М. Ладыгин<sup>1</sup>, О.А. Гирина<sup>2</sup>, Ю.В. Фролова<sup>1</sup>, И.А. Кондрашов<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический ф-т. Россия*

<sup>2</sup> *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Россия*

Вулкан Безымянный – один из наиболее активных вулканов Камчатки. В течение первых двадцати лет после катастрофического извержения 1956 г., активность вулкана выражалась в росте экструзивного купола в эксплозивном кратере. Появление первого вязкого лавового потока на куполе впервые было отмечено в феврале 1977 г. (Рис.1). С



Рис.1. Появление первого вязкого лавового потока на куполе вулкана Безымянный в 1977 г.

этого времени началась новая фаза активности вулкана, которая продолжается и поныне. Отличительной чертой этого периода является четкая стадийность развития извержения вулкана: медленное выжимание блока вязкой лавы на вершине купола, пепловые эксплозии различной мощности, небольшой направленный взрыв, формирование пирокластических потоков, выжимание вязкого лавового потока на склон купола вулкана [1]. Скорость формирования лавовых потоков на склоне купола варьировала от 3-4 см/ч (ноябрь 1981 г.) до 10 м/ч (июнь 1986 г.), его мощность достигала 20-25 м [2]. По



Рис.2. Состояние купола вулкана Безымянный в марте 1990 г. Фото А.В. Сокоренко.

мере выжимания лавового потока, его длина и крутизна увеличивались, происходило смещение его центра массы, в результате поток все больше терял устойчивость, тем более, что основанием для лавового потока часто служила рыхлая агломератовая мантия купола. Постепенно неустойчивые блоки фронтальных частей лавового потока обрушивались (Рис.2). Эксплозивные извержения вулкана иногда вызывали обрушение целых секторов многие годы наслаивающихся лавовых потоков, что позволяло наблюдать их

внутреннее строение. При обрушении крупных частей лавовых потоков или секторов купола, формируются отложения пеплово-глыбовых пирокластических потоков, с содержанием обломков пород в них до 60-70%. Обломки представлены андезитами и андезито-базальтами различной пористости (от плотных до пористых) и окраски (от белых до черных).

В сентябре 1986 г. был исследован лавовый поток купола, сформировавшийся после извержения вулкана 24-25 июля

1986 г. В вертикальной трещине, расколовшей поток на глубину нескольких метров, выделялось несколько зон потока, визуально хорошо различавшихся по окраске и пористости. От глубинной части потока к поверхности выделялось четыре зоны андезитов: очень плотные белесо-серые, менее плотные зеленовато-серые; пористые черные; вспененные серые. Из этих зон были отобраны образцы, ставшие эталонными при

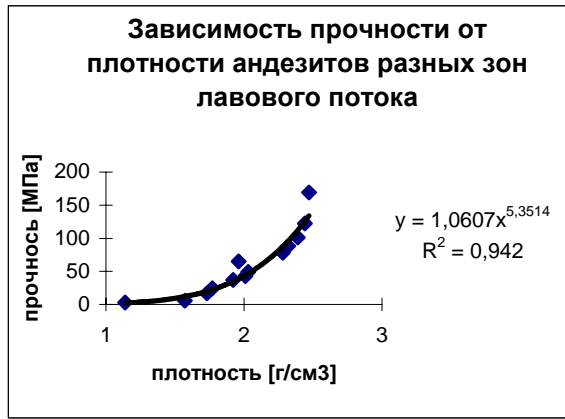


Рис. 3. Увеличение плотности и прочности андезитов от подошвы лавовых потоков к их поверхности.

изучении других лавовых потоков и обломков пород, слагающих пеплово-глыбовые пирокластические потоки. От подошвы к поверхности лавового потока наблюдается постепенное изменение размера и количества минералов плагиоклаза и пироксена, окраски стекла. Значения плотности твердой фазы андезитов разных зон меняются мало – от 2.66 до 2.75 г/см<sup>3</sup>, но пористость их к поверхностной зоне растет значительно - от 8-11 % до 34-35%. Та же тенденция отражается в значениях плотности и прочности андезитов разных зон (Рис.3).

Вероятно, что различия петрофизических характеристик разных зон лавовых потоков вулкана Безымянный

связаны с их генезисом. По мере движения вязких лавовых потоков по склону купола происходит их дегазация и постепенное остывание. Это приводит к появлению различных по структуре и петрофизическим характеристикам зон, субпараллельных подошве лавового потока. В конечном итоге, поступление на поверхность даже небольшой доли магматического вещества может легко обрушить анизотропные по прочности лавовые потоки и спровоцировать сильное эксплозивное извержение вулкана.

Работа была выполнена при поддержке гранта РФФИ 03-05-64842.

#### Список литературы

1. Гирина О.А. Желобы и каньоны у подножия экструзивных куполов стратовулканов // «Знать свое отечество во всех его пределах...» Сборник трудов 18-Крашенинниковских чтений. Петропавловск-Камчатский. 2001. с. 44-47.
2. Малышев А.И. Жизнь вулкана. Екатеринбург. Изд-во УрО ДВО. 2000. 262 с.

### THE LAVA FLOWS OF BEZYMIANNY VOLCANO, KAMCHATKA

Vladimir M. Ladygin<sup>1</sup>, Olga A. Girina<sup>2</sup>, Julia V. Frolova<sup>1</sup> and Igor A. Kondrashov<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Moscow State University, Faculty of Geology, 119899 Moscow, Russia

<sup>2</sup> Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, 683006 Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia

Bezymianny volcano is one of the most active volcanoes in Kamchatka. During the first two decades after the catastrophic eruption in May 30, 1956, the activity of the volcano was



Fig.1. A viscous lava flow of Bezymianny volcano first was noted in 1977.

dominated by the growth of a lava dome in the explosive crater. A viscous lava flow was first noted in 1977 (Fig.1). From this time, a new phase of the volcano's activity began. The eruptions of the volcano repeated in the following pattern: slow extrusion of blocky lava in the summit crater; ash explosions of various magnitudes; a small, lateral directed blast; pyroclastic flows; and extrusion of viscous lava flows.

The velocity of the lava flows movement on the dome slope changed from 3-4 cm/hour (on November 1981) to 10 m/hour (on June



Fig.2. An activity of the lava flow of Bezymianny volcano on March 1990. Photo by Alexander V. Sokorenko.

1986) and the lava flow's thickness reached up to 20-25 m. Sometimes after strong explosive eruptions of the volcano when the parts of the dome or of the old lava flows were destructed, we were able to observe a lava flow's interior structure (Fig.2). Block and ash pyroclastic flow's deposits were formed as a result of such eruptions. Andesite fragments of pyroclastic flow always have a different porosity (from dense to porous) and color (from white to black).

The lava flow eruption on June 24-25 was studied in September 1986. Four zones of andesites were noted in a vertical fissure of the flow from bottom to top: the densest white-grey andesites; the less dense grey; the porous black; and the foam grey ones. Samples were taken from these zones. They made up a standard collection for a study of andesites fragments from the other different lava and pyroclastic flows.

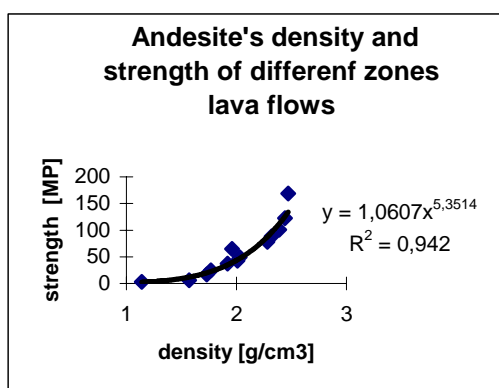


Fig.3. The increase of andesite's density and strength from depth to top of lava flow.

Gradually, a change of size and amount of Pl and Px – minerals and a color of volcanic glass was observed from the bottom to the top of the lava flows. The hard phase's density in different zones was 2.66-2.75 g/cm<sup>3</sup> but the porosity changed greatly: from 8-11% to 34-35%. This tendency was observed with density and strength for andesites of the lava flow different zones (Fig.3).

Genesis probably is a general cause of different petrophysical characteristics of lava flow zones. When a lava flow is moving downslope on the dome, it is decontaminated, and its temperature falls. As a result of this, a zone lava flow with different structures and petrophysical characteristics its zones can be observed.

In the end, anisotropic lava flows are easily destroyed if a small part of magma extrudes from the top of the lava dome. These processes provoke explosive eruptions of the volcano.

This work was supported by RFFS grant 03-05-64842.

## LIFE ON THE EDGE: HOLOCENE HISTORY AND TEPHRA STRATIGRAPHY OF TANGINAK ANCHORAGE, SITKALIDAK ISLAND, KODIAK ARCHIPELAGO, ALASKA

Elizabeth Mahr<sup>1</sup>, Joanne Bourgeois<sup>2</sup>, J. Benjamin Fitzhugh<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Earth & Space Sciences, University of Washington. Seattle, Washington, USA

<sup>2</sup> ESS, University of Washington, Seattle, Washington, USA

<sup>3</sup> Anthropology, University of Washington. Seattle, Washington, USA

[bmahr@u.washington.edu](mailto:bmahr@u.washington.edu), [jbougeo@u.washington.edu](mailto:jbougeo@u.washington.edu), [fitzhugh@u.washington.edu](mailto:fitzhugh@u.washington.edu)

Comprehending the implications of human-environment relationships is important in the North Pacific, where climate change has altered both atmospheric patterns and ocean circulation, affecting ecosystems already sensitive to change (Hayward, 1997). This region is also subject to geologic hazards associated with the subducting Pacific plate, which can have profound, if usually temporary, effects on local ecosystems. Historical observations of climatic changes and geologic hazards have only begun to be systematically recorded in the 20<sup>th</sup> century, so available data are sparse. For this reason scientists have turned to modeling to determine the effects of



these changes on both the environment and human populations (e.g. IPCC 2001). Another way in which we can help predict the response of modern populations to these changes is to use the archaeological and geological record to elucidate ways in which similar changes have affected ancient populations. This approach allows us to extend our knowledge beyond the reach of modern instrumentation.

The Kodiak Archipelago is a prime area for studying the effects of geologic hazards and climate changes on prehistoric populations in the North Pacific. This mountainous island chain is located only ~200 km northwest of the Aleutian Trench, and its close proximity to this actively subducting margin subjects it to many geologic hazards. The islands have also experienced marked climate change since deglaciation, allowing us to look at climate variation on a long time scale. Finally human occupation of this region, which began in the early Holocene, has been well documented; therefore, we can study thousands of years of human interaction with the environment (Fitzhugh 2003).

This study focuses on the Tanginak Spring Site. Located on Sitkalidak Island it is the earliest known human occupation in the Kodiak archipelago. Historically Sitkalidak Island has experienced both earthquakes and ash falls, so we must assume that such events also occurred prehistorically (Gilpin 1995). The site was first colonized around 7000 <sup>14</sup>C yr BP and continued to be intermittently occupied until 6000 <sup>14</sup>C yr BP. Nothing in the archaeological record suggests an obvious reason for the initial occupation of this site and its subsequent permanent abandonment. It is possible that environmental changes may have made the area more or less desirable allowing occupation or abandonment to occur.

In this study we are documenting Holocene environmental changes on Sitkalidak Island and relating these changes to the archaeological record. Studies in the Kodiak Archipelago suggest that large subduction zone earthquakes occur in this region on about a 500 year interval (Gilpin 1995, Saltonstall and Carver 2002). Ash falls from volcanic eruptions in both the Aleutian Islands (Carson et al 2002, Miller and Smith 1987) and the southwestern region of Alaska (Child et al, 1998) also occur on a regular basis but little is known about the frequency with which these ash falls may have reached the Kodiak Archipelago. Almost nothing has been published on the tephrochronology of the region (Gilpin 1995, Tannenbaum 1996, Peteet and Mann 1994). The palynological record has also sparsely documented, especially between 4,500 and 9,000 yrs BP (Peteet and Mann 1994, Nelson and Jordan 1988, Heusser 1985).

In order to create an accurate Holocene paleo-environmental reconstruction of the Tanginak Spring Site we are employing several field and lab techniques, including stratigraphic correlation, tephra stratigraphy, and pollen, diatom, petrographic and microprobe analyses. Herein we report a preliminary tephra chronology in peat excavations dating back to the earliest Holocene. Dates are radiocarbon years BP on peat directly below tephra. Marker tephra present in our reference sections are Katmai 1912, light gray (historic?), medium gray (3370), medium gray (3720), beige 1 (4340), apricot (5390), beige 3 (6790), black (9280), and white (11,520). Currently the tephra are being described petrographically and their glass sampled for microprobe analyses. It is important to establish the tephra chronology in this area not only for local correlation but also to help established a tephra stratigraphy of the Kodiak Archipelago and beyond. The frequency of tephra in Tanginak Anchorage sections suggests that tephra will be a very useful stratigraphic tool in this region.

## References

1. Carson, Eric C., John H. Fournell, Thomas P. Miller, David M. Mickelson, 2002. Holocene tephrochronology of the Cold Bay area, southwest Alaska Peninsula. *Quat Sci Rev.* 21: 2213-2228.
2. Child, Jonathan K., James E. Beget, Al Werner, 1998. Three Holocene tephra identified in lacustrine sediment cores from the Wonder Lake area, Denali National Park and Preserve, Alaska, U.S.A. *Arctic & Alpine Res.* : 89-95.

3. Fitzhugh Ben, 2003. The Evolution of Complex Hunter-Gathers on the Kodiak Archipelago In J. Habu, J. M Savelle, S. Koyama and H. Hongo (eds.), *Hunter-Gathers of the North Pacific Rim*
4. Gilpin, Lawrence, 1995. Holocene Paleoseismicity and Coastal Tectonics of Kodiak Islands, Alaska. Ph.D. dissertation. UC-Santa Cruz. University Microfilms International, Inc., Ann Arbor Hayward T.L., 1997. Pacific Ocean climate change: Atmospheric forcing, ocean circulation and ecosystem response. *Trends in Ecology & Evolution*, 12 (4): 150-154
5. Heusser, C.J., 1985. Quaternary pollen records from the Pacific Northwest coast: Aleutian to the Oregon-California boundary. In V. M Bryant-Jr and R.G. Holloway (eds.), *Pollen Records of Late-Quaternary North American Sediments*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas pp.141-165
6. IPCC. 2001. Climate Change 2001:the scientific basis, Contribution of Working Group 1 in the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Houghton et al., eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York , NY USA. Nelson, Richard E. and Richard H. Jordan, 1988. A postglacial pollen record from western Kodiak Island, Alaska. *Arctic* 41(1): 59-63
7. Miller, Thomas P., Robert L. Smith, 1987. Late Quaternary caldera-forming eruptions in the eastern Aleutian arc, Alaska. *Geology* 15:434-438.
8. Moore, G.W.K., Holdsworth G., Alverson K., 2002 Climate change in the North Pacific region over the past three centuries. *Nature* 420(6914): 401-403.
9. Peteet, D.M. and Mann, D. H., 1994. Late glacial vegetational, tephra and climatic history of southwester Kodiak Island, Alaska: *Ecoscience*, 1:255-267
10. Saltonstall Patrick and Gary A. Carver, 2002. Earthquakes, subsidence, prehistoric site attrition and the archaeological record: a view from the Settlement Point site, Kodiak Archipelago, Alaska. In R. Torrence and J. Grattan (eds.), *Natural Disasters and Cultural Change vol. 45*. One World Archaeology Routledge pp. 172-192.
11. Tannenbaum, Tim, 1996. *Holocene tephra stratigraphy on northern Kodiak Island, Alaska*. MS Thesis. University of Fairbanks. University Microfilms International, Inc., Ann Arbor

## **VOLCANIC TREMOR AND ITS USE IN ESTIMATING ERUPTION PARAMETERS**

**Stephen R. McNutt**

*Alaska Volcano Observatory, Geophysical Institute UAF, Fairbanks, AK 99775 USA*

Volcanic tremor, a continuous seismic signal, accompanies virtually all eruptions. Several published studies have examined relations between tremor reduced displacement (DR, a normalized amplitude measure) and the VEI or ash plume height. The goals of these studies are to determine the physical relationships between tremor and eruptions and to use DR values to provide real-time estimates of eruption parameters. This study examines tremor for 50 eruptions from 31 volcanoes. Several trends are observed: 1) large eruptions produce stronger tremor than small ones; 2) fissure eruptions produce stronger tremor than circular vents for the same fountain height; 3) eruptions with higher gas content produce stronger tremor than those with low gas content; and 4) phreatic eruptions produce stronger tremor than magmatic eruptions for the same VEI. Using tremor DR to estimate eruption parameters is a statistical problem with several factors contributing to uncertainties. First, tremor occurs when volcanoes do not erupt as well as when they do. Based on a worldwide sample, 60-80 percent of tremor episodes accompany eruptions, while 20-40 percent do not. Thus there is a significant chance that no eruption is occurring. Second, for each VEI, there is a range of DR, so it is possible to overestimate or underestimate the VEI. Hence there will always be a false alarm rate (~10 percent). Improvements can be made in the estimates if the types of eruptions, shapes of vents, and gas contents are known. These can be estimated from previous eruptions or measured near-real-time from independent data. However, adding additional information takes time, delaying forecasts. A

primary benefit of seismic data is that it is real-time, it is not affected by darkness, and is usable during poor weather, although the signal-to-noise ratio can be worsened. Monitoring tremor DR is an effective way to characterize eruptions in progress.

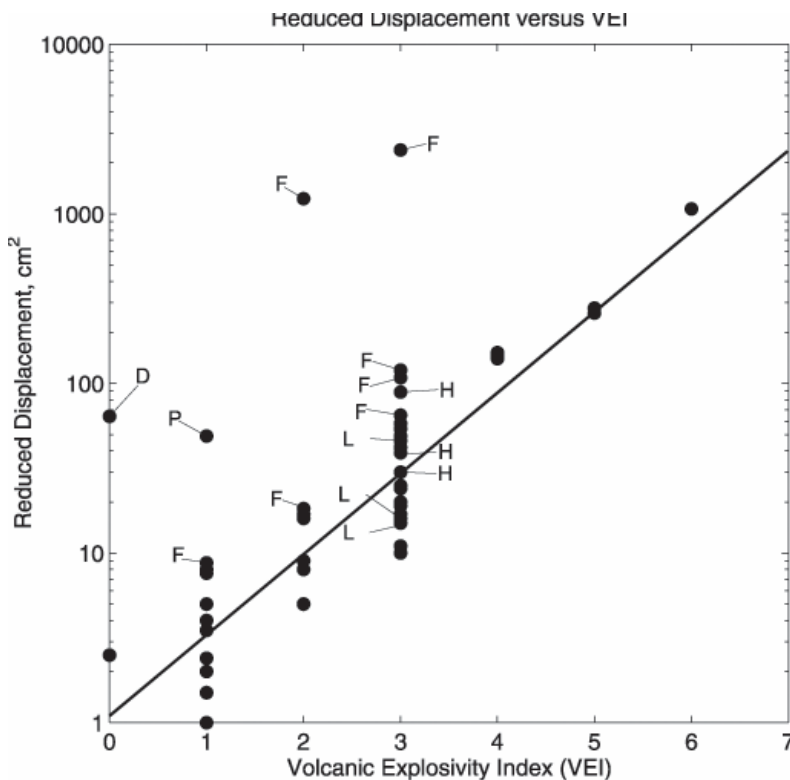


Figure 1. Reduced displacement, a normalized measure of amplitude, versus the Volcanic Explosivity Index for 50 eruptions at 31 volcanoes. The regression line is from McNutt (1994) based on a smaller data set and is shown for comparison. Fissure eruptions are labeled F; a phreatic eruption is labeled P; deep (40 km) tremor from Kilauea is labeled D; and three pairs of values from eruptions with high and low gas content are labeled H and L respectively.

## ПРИМЕНЕНИЕ ДИСТАНЦИОННЫХ МЕТОДОВ ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИИ МУТНОВСКОГО ВУЛКАНА

Д.В. Мельников

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Россия. E-mail: dvm@kcs.iks.ru*

Мутновский вулкан является одним из действующих вулканов Камчатки. Активная вулканическая, фумарольная деятельность в совокупности с динамичными геоморфологическими процессами предопределили достаточно сложный морфологический облик вулкана. Изучение геоморфологических процессов посредством дистанционного зондирования позволяет не только давать оценку степени их интенсивности, но и может дополнять имеющиеся данные для интерпретации глубинного строения вулкана.

Применение морфографических методов основано на качественном анализе гипсометрии рельефа, его расчлененности, рисунка гидросети, кольцевых структур, линеаментов и других признаков тектонических структур, имеющих косвенное, но иногда вполне определенное отношение к глубинному строению территории.

Для дистанционных наблюдений за современными склоновыми процессами на вулкане Мутновском были использованы тематические геоморфологические карты, основанные на спутниковых данных (Landsat, ASTER, SRTM), цифровых моделях рельефа (ЦМР), топографических и геологических картах. В результате создана карта, показывающая зависимость интенсивности эрозионного расчленения склонов вулкана от их углов наклона и экспозиции. Выявлены зоны интенсивного горизонтального эрозионного расчленения рельефа, приуроченные к склонам, сложенным гидротермально-

измененными породами. Построенная на основе ЦМР карта-схема распределения топографического индекса для склонов вулкана, позволяет провести классификацию территории по степени влагонасыщенности грунта и как следствие, выделить участки с наиболее активным протеканием склоновых процессов.

## **REMOTE SENSING IN APPLICATION TO GEOMORPHOLOGICAL STUDY OF MUTNOVSKY VOLCANO**

**Dmitry V. Melnikov**

*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Russia. E-mail: [dvm@kcs.iks.ru](mailto:dvm@kcs.iks.ru)*

Mutnovsky volcano is one of active volcanoes of Kamchatka. Active volcanic, fumarolic activity and dynamical geomorphological processes, have predetermined a complex morphological shape of the volcano. Studying of geomorphological processes by means of remote sensing allows not only to assess a degree of their intensity, but also can promote interpretation of a deep structure of the volcano.

Application morphographic methods is based on the qualitative analysis hypsometry a relief, it erosion, river network, ring structures, lineaments and other attributes of the tectonic structures having indirect, but sometimes quite certain attitude to a deep structure of territory.

For remote sensing for modern slope processes on volcano Mutnovsky, had been make a series of thematic geomorphological maps. At their drawing up the satellite data (Landsat, ASTER, SRTM), digital elevation model (DEM), topographical and geological maps were used. Dependence of intensity of an erosive partition on a corner of an inclination and an exposition of slopes of a volcano is shown. Zones of an intensive horizontal erosive partition of a relief dated to slopes with hydrothermal alteration rock. Constructed on basis DEM, the scheme with distribution of a topographic index for slopes of the volcano, allows to lead classification of territory on a degree moisture resistance a ground and as consequence, to allocate sites with the most active course slopes processes.

## **RECENT VOLCANIC ACTIVITY IN HOKKAIDO, JAPAN AND MONITORING BY SAPPORO DMO, JMA**

**Jun'ichi Miyamura**

*Volcanic Observation and Information Center, Sapporo District Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency, Japan*

There are 18 active volcanoes in Hokkaido, Japan. In march 2002, Volcanic Observation and Information Center (VOIC) was established in Sapporo District Meteorological Observation and 5 more active volcanoes, i.e. Meakandake, Tokachidake, Tarumaesan, Usuzan and Hokkaido-Komagatake are placed under constant watch with real time telemetered data of seismic, geodetic, infrasonic and visual observations by Sapporo VOIC.

Mobile volcano observation team of Sapporo VOIC periodically conducts inspection of activity by field observation (geodetic survey with GPS, geomagnetic survey with proton geomagnetometer and geothermal survey).

Sapporo VOIC issues volcanic information (volcanic alert, volcanic advisory, volcanic observation report and volcanic regular bulletin) to the disaster prevention authorities and to the public.

In this presentation, we will introduce our monitoring system and report recent volcanic activity in Hokkaido based on various observation.

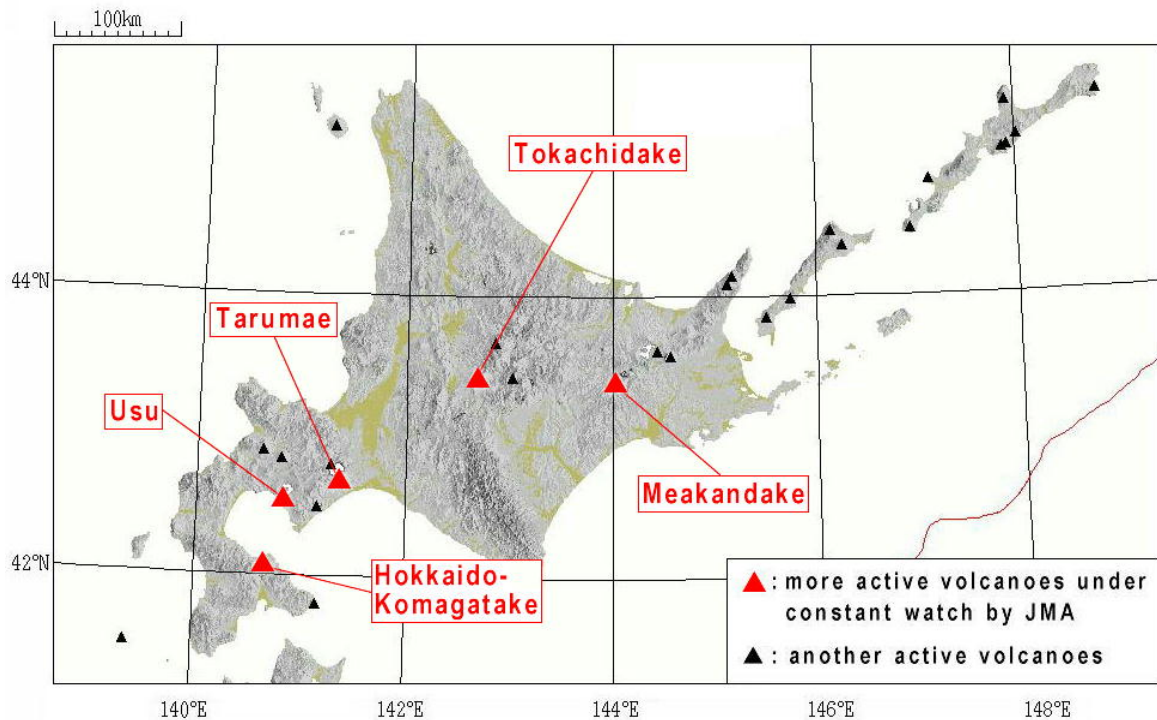


Fig.1 Distribution of active volcanoes in Hokkaido and southern Kurile

## 1817 INTRACALDERA ERUPTION OF OKMOK VOLCANO, ALASKA: TRANSITION FROM HYDROMAGMATIC TO STROMBOLIAN ACTIVITY

Christina Neal<sup>1</sup>, Jim Beget<sup>2</sup>

<sup>1</sup> U.S. Geological Survey, AVO, 4200 University Drive, Anchorage, Alaska 99508, USA.  
E-mail: [neal@usgs.gov](mailto:neal@usgs.gov)

<sup>2</sup> Department of Geology, University of Alaska, Fairbanks, Fairbanks, AK 99775, USA.  
E-mail: [Ffjeb1@aurora.uaf.edu](mailto:Ffjeb1@aurora.uaf.edu)

Okmok Volcano consists of a 10-km-diameter, late-Holocene caldera on Umnak Island in the eastern Aleutians, 1400 km southwest of Anchorage (Byers, 1959). The most recent eruption in 1997 (Patrick et. al, 2003) was predominantly strombolian in character, producing a basaltic-andesite lava flow within the caldera and a localized scoria and ash fall. Recent geologic mapping has confirmed, however, that since caldera-formation ~2050 <sup>14</sup>C yrs BP (Beget and Larson, 2001), far more violent eruptions from vents within the caldera have impacted all flanks of the volcano with tephra fall, ballistics, pyroclastic surges and flows, and lahars. An example of these is the 1817 eruption. Reevaluation of the historical and geological record suggest that this event included opening hydrovolcanic activity that produced significant pyroclastic fall and surge deposits extending down the north and east flanks of the volcano. Later stages of this eruption involved strombolian lava fountaining and production of several lava flows. 1817 vents form a 4-km-long arc that parallels the base of the north caldera wall and include a 50-70-m-deep, elongate maar crater that excavated pre-existing tuff cone deposits. Terrace morphology and flood deposits less than 200 <sup>14</sup>C yrs BP indicate a related flooding event down Crater Creek that drains the caldera, consistent with historical accounts of Aleut village inundation at the coastline in 1817 (Wolfe, 2001). The later part of the eruption produced a 120-m high cinder and spatter cone and a blocky 'a'a lava flow field that fills a shallow basin near the Crater Creek outlet. These results indicate that Okmok is capable of eruptions far more violent than the largely effusive events of the last century (Grey, 2003), especially if future eruptive activity

occurs in the northeastern part of the caldera where shallow groundwater and a shallow lake persist.



View looking SW across 1817 maar crater of Okmok Volcano. Tuff cones formed during the high stand of the post-caldera «Crater Lake» - between ~1000-2000 years BP - are in the distance. The 1817 maar is elliptical and may consist of several coalesced craters. Short and long axes measure ~400-500 and 1000-1200 m, depth ranges from 60-130 m. Post-maar spatter cones and agglutinate are largely buried by alluvium.

#### References

1. Beget, J., and Larsen, J.F., 2001. Links between pre-historic, high-latitude volcanic eruptions, aerosol events in the GISP2 ice core, Roman records, and Holocene climate change: International Geosphere-Biosphere Program, Amsterdam, NL, Abstract Volume p. 185.
2. Byers, F. M. Jr., 1959, Geology of Umnak and Bogoslof Islands, Aleutian Islands, Alaska: Investigations of Alaskan Volcanoes, U.S. Geological Survey Bulletin B 1028-L, p. 267-369, 5 map sheets, various scales.
3. Grey, D. M., 2003, Post caldera eruptions at Okmok Volcano, Umnak Island, Alaska, with emphasis on recent eruptions from Cone A: University of Alaska Fairbanks unpub. M.S. thesis, 135 p.
4. Patrick, M.R., Dehn, J., Papp, K.R., Lu, Z., Kean, K., Moxey, L., Izbekov, P., and Guritz, R., 2003, The 1997 eruption of Okmok Volcano, Alaska: a synthesis of remotely sensed imagery: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 127, p. 87-105.
5. Wolfe, B. A., 2001, Paleohydrology of a catastrophic flood release from Okmok caldera and post-flood eruption history at Okmok Volcano, Umnak Island, Alaska: University of Alaska Fairbanks unpub. M.S. thesis, 100 p.

## **GEOHERMAL ACTIVITY OF TOKACHIDAKE VOLCANO, CENTRAL HOKKAIDO, JAPAN**

**Noritoshi Okazaki, Makoto Tamura, Satoshi Ishimaru**  
*Geological Survey of Hokkaido, Japan*

Tokachidake volcano, that is located in central Hokkaido, Japan, is one of the most active volcanoes in Hokkaido. Recent eruption had occurred from 1988 to 1989. And after that, thermal activity had been on the decline until 1993. However, in the end of 1994, thermal activity in Tokachidake volcano had incline again.

The main phenomenon in active crater is described as followed.

1. In the February 1995, fuming area had formed in 62-0 crater that didn't have any thermal activity.
2. From 1996 to 1998, 62-2 crater had been observed increase of fumaroles and its temperature.
3. Especially in 1998, fumaroles from 62-2 crater flowed along the northwest-facing slope of the mountains and that was withered leaves of trees.
4. In the February 2003, volcanic tremor was observed between 37 minutes. This is the first time such a long time tremor we observed.
5. In the February and April 2004, we observed volcanic tremor again. At the same time, small ash eruption had been observed.

Geological Survey of Hokkaido have operated volcanic observation, for example, VLF-survey, continuous observation of ground temperature, thermo tracer observation and so on. Furthermore, we have started continuous GPS observation since July 2003 that situated in the neighborhood of crater and about 1km northward of crater.

In this presentation, we will show the features of thermal activity of Tokachidake volcano from comparison of these results and the transition of activity.

## **A PRELIMINARY INVESTIGATION OF THE BEZYMIANNY MAGMA CHAMBER, KAMCHATKA, RUSSIA (1956-1997)**

**Lara Owens**

*Dept. of Earth and Environmental Sciences, New Mexico Tech, Socorro, NM 87801. USA*

Bezymianny, an andesite stratovolcano located within the Kliuchevskaia group of back-arc volcanoes on the Kamchatka Peninsula, Russia, underwent a highly-explosive directed-blast eruption in late March, 1956 initiated by the catastrophic collapse of the NE face of the dome. This particular type of explosion was unprecedented until the directed blast of Mount St. Helens in 1980, whose well-documented eruptive history can be correlated to the sequence of events leading up to the 1956 eruption at Bezymianny. Subsequent volcanism at Bezymianny since the directed blast has been less frequent and more effusive.

Comparing the petrology and water content of the more-recent eruptive products to those of the 1956 directed surge deposits may demonstrate characteristic changes in pressure and temperature within Bezymianny's magma chamber indicative of magma chamber evolution and chamber uplift since the directed blast. Notable petrological changes include the absence of hornblende in the more-recent eruptions coupled with a decrease in melt water content. Major and trace elements in bulk rock chemistry remain rather constant throughout Bezymianny's eruptive history; however, individual mineral phases exhibit continual changes in melt equilibrium. Plagioclase, in particular, reveal erratic growth and resorption in addition to characteristic post-entrapment crystallization of melt inclusions. Distinct reverse-zoned calic rims of 1997 plagioclase phenocrysts suggest mixing with a more mafic magma, in contradiction to a largely unchanging bulk rock chemistry.

Changes in temperature and pressure of Bezymianny's magma chamber through time may be determined using microprobe analysis of mineral phases in equilibrium. A magnetite/ilmenite geothermometer-and-oxygen-geobarometer and augite/orthopyroxene geothermometer suggest that temperatures of the melt remained relatively constant following the 1956 directed blast: approximately 980 C°. A lack of mineral phases in definite equilibrium renders this method of temperature characterization uncertain. An Al-Hornblende geobarometer has constrained the pressure of the 1956 magma chamber eruption at approximately 4kbars. In an ongoing preliminary investigation of Bezymianny's magma chamber, it is certain that volcano is experiencing continual physical changes, both small and rapid. This is most likely a result of sporadic eruptive activity and continual degassing causing constant changes in melt water content. However, no trends in bulk or mineral chemistry have been observed at this point in the study.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОМ РАСПРОСТРАНЕНИИ ГОЛОЦЕНОВОГО МОНОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА СЕВЕРНОЙ КАМЧАТКИ

М.М. Певзнер

*Геологический институт РАН, г. Москва, Россия. Ee-mail: [suler@ginras.ru](mailto:suler@ginras.ru)*

Молодой вулканизм Северной Камчатки представляет особый интерес, т.к. приурочен к северной границе субдуцируемой Тихоокеанской плиты. Нами обнаружен и изучен ряд моногенных вулканических образований голоценового возраста, расположенных существенно севернее предполагаемого положения Алеутского разлома, т.е. за пределами влияния современной зоны субдукции. В результате тефрохронологических и радиоуглеродных работ были изучены и продатированы некоторые моногенные вулканические образования позднеплейстоцен-голоценового возраста в северной части Срединного хребта, его западных и восточных предгорий.

**Лавовый поток реки Лево́й Бело́й.** Исток потока (56°38' с.ш., 159°43' в.д.) расположен в 5 км к востоку-северо-востоку от вершины г. Чашаконджа (2526,6 м) на крутом правом борту долины реки. Абсолютная отметка вершины конуса ~ 1400 м. Длина потока 3,5 км, ширина 450 м, с учетом эродированных фрагментов – до 550 м. Рассчитанный объем конуса с учетом его расположения на крутом склоне ~ 0,015 км<sup>3</sup> (диаметр ~ 500 м, высота ~ 200 м). Объем тефры ~ 0,025 км<sup>3</sup>. Суммарный объем пирокластики ~ 0,04 км<sup>3</sup>. Площадь потока ~ 1,6 км<sup>2</sup>. При средней мощности лав 100 м, объем потока 0,16-0,21 км<sup>3</sup>. Суммарный объем изверженного материала 0,2-0,25 км<sup>3</sup> [1].

**Киреунский лавовый поток.** Конус Киреунский (56°41' с.ш., 159°44' в.д.) расположен на водоразделе рек Киревны и Правой Киревны в 5,5 км к востоку от вершины г. Алней (2598,0 м). Абсолютная отметка вершины конуса около 1400 м. Длина потока 9 км, ширина до 1 км. Рассчитанный объем конуса ~ 0,006 км<sup>3</sup> (диаметр основания ~ 400 м, высота ~ 100 м), объем изверженной тефры ~ 0,01 км<sup>3</sup>. Общий объем пирокластики ~ 0,016 км<sup>3</sup>. Площадь лавового потока ~ 3,6 км<sup>2</sup>. При средней мощности лав, принятой за 50 м, объем лавового потока составляет ~ 0,18 км<sup>3</sup>. Суммарный объем изверженного материала ~ 0,2 км<sup>3</sup> [1].

Тефра конусов перекрывается маркирующим прослоем пепла вулкана Шивелуч с индексом Ш<sub>5</sub>, имеющим возраст 2553±46 <sup>14</sup>C лет [2]. Причем, тефра Киреунского конуса ложится практически без перерыва на тефру конуса реки Лево́й Бело́й. По подстилающей пирокластике обеих конусов супеси получена <sup>14</sup>C дата 2610±70 (ГИН-12089). Т.о. моногенные вулканические образования на восточном склоне массива Алней-Чашаконджа сформировались субсинхронно около 2600 <sup>14</sup>C л.н.

Массив г. Большой - вулкана Кекукнайского расположен в западных предгорьях Срединного хребта в 200 км от вулкана Шивелуч. В крупной троговой долине, секущей постройку вулкана, расположены несколько лавовых потоков и шлаковых конусов хорошей сохранности, подпрудивших озера Большое и Малое Гольцовые. По



тефрохронологическим данным и с учетом следов ледниковой обработки **лавовые потоки вблизи Гольцовых озер** были образованы в позднем ледниковье.

**Кратер Кекук** ( $56^{\circ}34'$  с.ш.,  $158^{\circ}03'$  в.д.) расположен на северном подножии вулкана Кекукнайского в 20 км к северо-востоку от вершины г. Большой (1299,0 м). Он представляет собой взрывной кратер (диаметр ~1 км) на склоне экструзии (728 м), образованной незадолго до взрыва. Стенки кратера сложены ювенильным пемзовым материалом с примесью дробленых отложений разрушенной экструзии. Рассчитанный объем первичного купола (диаметр 1,5 км, высота 100 м)  $0,06-0,08 \text{ км}^3$ , объем изверженной пирокластики условно оценивается в  $0,02 \text{ км}^3$ , т.о. суммарный объем извержения около  $0,1 \text{ км}^3$ . Связанная с образованием кратера тефра занимает в разрезах стратиграфический интервал между маркирующими прослоями пеплов кальдеры Курильского озера ( $7600 \text{ }^{14}\text{C}$  л.н.) [3] и субкальдерного извержения вулкана Хангар ( $6900 \text{ }^{14}\text{C}$  л.н.) [4]. Радиоуглеродные даты  $7210 \pm 50$  (ГИН-12490) и  $7310 \pm 40$  (ГИН-12493), полученные по подстилающим пирокластике гумусированному суглинку и торфу, позволяют датировать это извержение около  $7200-7300 \text{ }^{14}\text{C}$  лет. Кратер Кекук занимает на Камчатке крайнее северо-западное положение среди известных на сегодняшний день центров кислого вулканизма голоценового возраста.

**Маар Киненин** ( $57^{\circ}21'$  с.ш.,  $160^{\circ}58'$  в.д.) расположен в восточных предгорьях Срединного хребта на одноименном ручье (правый верхний приток р. Еловки) в 80 км к северо-северо-западу от вулкана Шивелуч. Маар представляет собой воронкообразной кратер, окруженный насыпным валом (диаметр ~2.5 км, максимальная высота бровки 583 м). Озеро, заполняющее взрывную воронку, имеет диаметр 1 км при высоте уреза воды 400 м. Извержение маара Киненин фреато-магматическое: насыпной вал сложен в основном раздробленными вмещающими породами, ювенильный материал зафиксирован в подошве фреатической толщи (пирокластический поток кислого состава) и в ее кровле (пирокластика основного состава). Тефра извержения распространялась на восток-северо-восток. Объем изверженного материала в первом приближении оценивается в  $0.5 \text{ км}^3$ . Возраст извержения определяется по  $^{14}\text{C}$  датам  $1070 \pm 40$  (ГИН-12505, перекрывающий торф) и  $1110 \pm 40$  (ГИН-12511, подстилающая почва) около  $1100 \text{ }^{14}\text{C}$  лет. Киненин - самый молодой из известных на Камчатке мааров. Уникально и его местоположение: он находится существенно севернее Алеутского трансформного разлома, то есть, по существующим представлениям, уже вне зоны воздействия активной Тихоокеанской плиты, с поддвигом которой обычно принято связывать молодой вулканизм Камчатки.

**Лавовые потоки Близнецы** ( $57^{\circ}21'$  с.ш.,  $161^{\circ}22'$  в.д.), излившиеся из близкорасположенных центров, находятся в 25 км к востоку от маара Киненин, на правобережье р.Озерной, в 80 км к северу от вулкана Шивелуч. Извержению лав предшествовали слабые фреато-магматические эксплозии. Образованное потоками лавовое поле имеет площадь  $5 \text{ км}^2$  (длина 2.5 км, ширина 2 км) и среднюю мощность лав 30 м. Объем изверженного материала  $0,15 \text{ км}^3$ . По торфу, перекрывающему ассоциированные отложения извержения получены  $^{14}\text{C}$  даты  $2800 \pm 40$  (ГИН-12510) и  $3010 \pm 40$  (ГИН-12508), т.о. возраст потоков около  $3000 \text{ }^{14}\text{C}$  лет. Потоки Близнецы, также как и маар Киненин, расположены во внесубдукционной зоне Камчатки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 02-05-64991 и 03-05-65007) и Госконтракта № 10002-251/П-13/182-181/260603-860 по Программе № 13 фундаментальных исследований Президиума РАН, а также при содействии В.В. Пономаревой, Л.И.Базановой, А.Д.Бабанского, Л.Д.Сулержицкого и И.В.Мелекесцева, которым автор выражает глубокую признательность за сотрудничество.

#### Список литературы

1. Певзнер М.М. Голоценовые моногенные вулканические формы восточного склона массива Алней-Чашаконджа (Срединный хребет, Камчатка) // Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург. 9-12 сентября 2003. С.695-698.

2. Braitseva O. A., Ponomareva V. V., Sulerzhitsky L. D., Bailey J. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // *Quaternary Research*. 1997. V.47. P.125-139.
3. Zaretskaia N.E., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Dirksen O.V. Radiocarbon dating of the Kurile Lake caldera eruption (South Kamchatka, Russia) // *Geochronometria*, 2001, 20: 95-102.
4. Базанова Л.И., Певзнер М.М. Хангар – еще один действующий вулкан на Камчатке // *ДАН*. 2001. Т.377. № 6. С.800-802.

## NEW DATA ON HOLOCENE MONOGENETIC VOLCANISM OF THE NORTHERN KAMCHATKA: AGES AND SPACE DISTRIBUTION

**Maria M. Pevzner**

*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow. E-mail: suler@ginras.ru*

The recent volcanic activity in the Northern Kamchatka is particularly interesting, since it overlies the suggested northern rim of the subducting Pacific plate. We have found and documented a number of Holocene monogenetic volcanic vents located farther north of the westward extension of the Aleutian fault that is beyond the identified-as-active subduction zone. Our tephrochronological and radiocarbon studies have allowed us to date some Late Pleistocene–Holocene monogenetic volcanoes in this region and study their deposits. The dated vents are located both on the eastern and western slopes of Sredinnyi Range.

**The lava flow of the Levaya Belaya River.** The source of this lava flow (56°38'N, 159°43'E) is located 5 km to the ENE from the summit of Mt. Chashakondzha (2526.6 m), on the steep right bank of the river valley. The altitude of the cone's summit is ~1400 m. The length of the lava flow is 3.5 km, the width is 450 m and might have reached 550 m if we consider the eroded parts of the flow. The estimated volume of the cone with regard to its position on the steep slope is ~0.0015 km<sup>3</sup> (diameter is 500 m with a height of 200 m). The volume of tephra fall is 0.025 km<sup>3</sup>. The total volume of the pyroclastic material is 0.04 km<sup>3</sup>. The area of the flow amounts to 1.6 km<sup>2</sup>. Considering the average thickness of the lava flow being ~100 m, the volume of the flow ranges from 0.16 to 0.21 km<sup>3</sup>. The total volume of erupted material is 0.2–0.25 km<sup>3</sup> [1].

**The Kireunsky lava flow.** The Kireunsky cone (56°41'N, 159°44'E) is situated on the divide between the Kirevna and Pravaya Kirevna Rivers, 5.5 km to the east of the Mt. Alney summit (2598.0 m). The elevation of the summit is ~1400 m. The length of the flow is 9 km with a width of up to 1 km. The calculated volume of the cone is about 0.006 km<sup>3</sup> (the diameter at the base is around 400 m, the height is 100 m), the volume of the air-borne tephra is about 0.01 km<sup>3</sup>. The total volume of the pyroclastic material is 0.016 km<sup>3</sup>. The area of the lava flow is 3.6 km<sup>2</sup>. Assuming the average thickness of the lava flow of 50 m, the volume of the flow is close to 0.18 km<sup>3</sup>. The total volume of the erupted material is about 0.2 km<sup>3</sup> [1].

The tephra from this cone is overlain by the marker ash layer of the Sheveluch volcano (SH<sub>5</sub>), with an age of 2553±46 <sup>14</sup>C years [2]. Tephra of the Kireunsky Cone almost immediately overlies the tephra of the Levaya Belaya River Cone. The sandy loam underlying the pyroclastic material of both cones yielded the radiocarbon date of 2610±70 years (GIN-12089). Therefore, the monogenetic volcanic structures of the eastern slope of the Alney-Chashakondzha massif were formed almost synchronously ~2600 <sup>14</sup>C years ago.

The Mt. Bolshaya-Kekuknaysky volcano massif is situated in the western foothills of the Sredinnyi Range, 200 km away from Sheveluch volcano. The large trough valley dissects the volcano's body and hosts several well preserved lava flows and cinder cones, which dammed Bolshoe Gol'tsovoe and Maloe Gol'tsovoe lakes. Based on our tephrochronological data and signs of a glaciation, the **lava flows at Goltsovoe lakes** were formed during the last glacial period.

**The Kekuk Crater** (56°34'N, 158°02'E) is situated at the northern foothill of the Kekyknaisky Volcano, 20 km NE of the summit of Mt. Bolshaya (1299.0 m). It represents an explosive crater with a diameter of ~1 km that was formed on a flank of the extrusion (728 m), which likely has formed immediately prior to the crater. The wall of the crater is composed of a juvenile pumiceous material with an admixture of fragmented rocks of the destroyed extrusion. The estimated volume of the primary extrusion (with a diameter of 1.5 km and a height of 100 m) is 0.06-0.08 km<sup>3</sup>; the volume of the ejected pyroclastic material is estimated at ~0.02 km<sup>3</sup>, whereas the total volume of the erupted material is 0.1 km<sup>3</sup>. The tephra, which originated from the crater, has an intermediate stratigraphic position between the marker ashes of the Kurile Lake caldera-forming eruption (7600 <sup>14</sup>C years BP) [3] and the ash of the sub-caldera eruption of the Khangar volcano (6900 <sup>14</sup>C years BP) [4]. Radiocarbon dates of 7210±50 (GIN-12490) and 7310±40 (GIN-12493) from the underlying organic-rich loam and peat allow us to date this eruption at about 7200–7300 <sup>14</sup>C years. The Kekuk Crater has an extreme north-western position among the presently known centers of Holocene silicic volcanism in Kamchatka.

**The Kinenin Maar** (57°21'N, 160°58'E) is located in the eastern piedmonts of the Sredinnyi Range, at the stream of the same name (right upper tributary of the Elovka River) 80 km to NNW from the Sheveluch volcano. The maar is represented by a funnel-shaped crater, encircled by the wall of ejected material (the diameter of ~2.5 km and the maximum height of the wall of 583 m). The crater is filled with the lake with a diameter of 1 km and the height of the water table of 400 m. The eruption of the Kinenin Maar was of the phreato-magmatic type: the crater wall is composed mostly of disintegrated host rocks, but the juvenile material was found at the base of this sequence (silicic ignimbrite) and at its top (mafic pyroclastic material). The tephra of this eruption spread to ENE. The volume of the erupted material is approximately estimated at 0.5 km<sup>3</sup>. The age of the eruption is bracketed by radiocarbon dates of 1070±40 (GIN-12505), the overlying peat, and 1110±40 (GIN-12511), underlying soil, and is estimated as ~1100 <sup>14</sup>C years BP. The Kinenin is the youngest of the known Kamchatka maars. Its location is also unique: it is situated considerably far to the north from the Aleutian transform fault, that is beyond the currently accepted limits of the zone of the active influence of the subducting Pacific Plate.

**The Bliznetsy («Twins») lava flows** (57°21'N, 161°22'E) originated from the closely spaced lava centers. They are situated 25 km to the east from the Kinenin Maar, at the right bank of the Ozernaya River, 80 km to the north from the Sheveluch volcano. The eruption was preceded by weak phreato-magmatic explosions. The resulting lava field has an area of 5 km<sup>2</sup> (length is 2.5 km, the width is 2 km) and the average lava thickness of 30 m. The volume of the erupted material is 0.15 km<sup>3</sup>. The radiocarbon dates for the peat overlying the deposits associated with the eruption (2800±40 (GIN-12510) and 3010±40 years (GIN-12508)) allow us to estimate the age of the event at 3000 <sup>14</sup>C years BP. The Bliznetsy flows as well as the Kinenin Maar are situated beyond the identified-as-active subduction zone of Kamchatka.

The work is supported by projects 02-05-64991 and 03-05-65007 of the Russian Foundation of Basic Research, and project 10002-251/P-13/182-181/260603-860 of Goskontrakt (program #13 of the Presidium of the RAS). I also thank V.V.Ponomareva, L.I.Bazanova, A.D.Babansky, L.D.Sulerzhitsky and I.V.Melekestsev, for help and cooperation.

#### References

1. Pevzner M.M. 2003. Holocene monogenetic volcanic forms of the eastern slope of the Alney-Chashakondzha Massive (the Sredinnyi Range, Kamchatka). In: Volcanism and geodynamics. Ekaterinburg, September 9-12, pp. 695-698.
2. Braitseva O. A., Ponomareva V. V., Sulerzhitsky L. D., Bailey J. 1997. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Research. V.47. P.125-139.
3. Zaretskaia N.E., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Dirksen O.V. 2001. Radiocarbon dating of the Kurile Lake caldera eruption (South Kamchatka, Russia) // Geochronometria, 20: 95-102.

4. Bazanova L.I. and Pevzner M.M. 2001. Khangar: One More Active Volcano in Kamchatka // Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences, Earth Sciences, Volume 377A, March–April, p. 307-310.

## СТРОМБОЛИАНСКИЕ КАЛЬДЕРООБРАЗУЮЩИЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ НА КАМЧАТКЕ

**О.Б. Селянгин**

*Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Северо-Восточное шоссе 30, а/я 56, Россия. Ее-mail: [nigtc@kcs.iks.ru](mailto:nigtc@kcs.iks.ru)*

Образование большинства кальдер обрушения связано с плинианскими извержениями из зональных верхнекоровых очагов магмы, в той или иной мере расслоенной по составу в диапазоне от риолитов до андезитов. Их отложения формируют далеко распространяющиеся поля пемз и игнимбритов.

Менее известны и обсуждаемы кальдерные обрушения, связанные с гигантскими извержениями стромболианского типа. Три такие структуры изучены на Камчатке. Две из них располагаются в Карымской группе вулканов: среднеплейстоценовая кальдера Крайняя (Половинки) с поперечником 10 км и кальдера Малого Семячика (поздний плейстоцен, 7 км). Третья структура – древнейшая из кальдер на вулкане Ксудач (кальдера Ксудача-1, начало позднего плейстоцена, 8 км). Извержения, сформировавшие две первые кальдеры, начинались как плинианские, с отложением известково-щелочных дацитовых пемз и игнимбритов, и продолжались до завершения выбросами андезитовых (61-59% SiO<sub>2</sub>) бомб, глыб и шлаков, сформировавших мощные толщи агломератового туфа. Доля продуктов стромболианской фазы извержения для кальдеры Крайней достигает половины объема вынесенного материала, для кальдеры Малого Семячика – до 90%.

Вокруг вулкана Ксудач не установлено соответствующих его первой кальдере пемзово-игнимбритовых отложений, лишь в узком секторе ее уступа залегает маломощная линза своеобразных андезитовых бомб с игнимбритовой внутренней структурой. До 95-98% отложений этого кальдерообразующего извержения представляют бомбово-шлаково-глыбовые агломераты-агглютинаты, их лавоподобные реоморфные разности и гравийные туфы. Вверх по разрезу состав этих отложений непрерывно меняется от ферроандезитов до ферробазальтов (60-51% SiO<sub>2</sub>).

Таким образом, если по типам отмеченных фаз извержения кальдера Крайняя представляет некий комбинированный, переходный вариант, то образование кальдер Малого Семячика и Ксудача-1 практически полностью связано с опустошением их очагов в режиме стромболианских извержений. Это подтверждается хорошим соответствием объемов вынесенного ими вещества объемам кальдерных депрессий.

Отложения стромболианских извержений, сравнительно с плинианскими, образуют гораздо более компактные пирокластические покровы, однако для их крупнообломочного материала дальность распространения тоже впечатляюще велика – до 12-14 км. По-видимому, его механизмом, помимо первичного разброса, являлись потоки типа обломочных лавин. Мощность отложений максимальна в ближайших к кальдерам зонах: до 80-100 м у кальдеры Крайней, 40 м – у кальдеры Малого Семячика, до 250 м на Ксудаче. Эродированные уступы двух первых кальдер срезают отложения пирокластических покровов. На вулкане Ксудач агломератово-агглютинативная толща облекает гребень воронкообразной кальдеры, свидетельствуя об общей синхронности длительно развивавшегося извержения и, соответственно, замедленного обрушения-оползания кровли очага. На последней стадии извержения выносился мелкообломочный бомбово-лапиллиевый материал, отложившийся преимущественно внутри кальдеры. У ее борта образовавшаяся толща слоистых гравийных туфов пронизана множеством даек

аналогичного им состава: вероятно, извержение из расширявшегося, а затем закупоренного обрушениями центрального жерла завершилось извержением через систему кольцевого комплекса трещин.

Устойчивыми специфическими особенностями состава и петрографического облика пород стромболианских кальдерообразующих извержений являются высокая железистость и афировая-субафировая, обильно-мелкопористая структура. Ферробазальт-ферроандезитовый спектр их составов представляет чистую линию дифференциации исходного высокоглиноземистого толеита.

Редкость описанных структурно-вещественных парагенезисов (кальдера – пирокластический покров) «толеитового профиля» может быть связана с относительно высокой плотностью высокожелезистых расплавов, приобретающих способность к столь объемным и быстротечным извержениям лишь при ее компенсации повышенным содержанием летучих компонентов, одновременно снижающих их вязкость.

## STROMBOLIAN CALDERA-FORMING ERUPTIONS IN KAMCHATKA

**O.B. Selyangin**

*Research Geotechnological Center, Far East Branch of Russian Academy of Sciences,  
Petropavlovsk-Kamchatsky, Severo-Vostochnoe shosse 30, P. O. Box 56, Russia.*

*E-mail: [nigtc@kcs.iks.ru](mailto:nigtc@kcs.iks.ru)*

Formation of most collapse calderas is connected with Plinian eruptions from zoned upper crustal chambers of magma with compositions that range from rhyolites to andesites. These eruptions are characterized by fields of pumice and ignimbrites spreading far away from their sources.

Caldera collapses connected with gigantic eruptions of Strombolian type are less known and discussed. Three such structures are studied in Kamchatka. Two of them are located in Karymskaya group of volcanoes: Middle Pleistocene caldera Krainyaya (Polovinki) with a diameter of 10 km and caldera of Maly Semyachik (Late Pleistocene, 7 km). The third structure is the oldest of calderas at Ksudach volcano (Ksudach-1 caldera, beginning of Late Pleistocene, 8 km). Eruptions which formed the first two calderas began as Plinian, with deposition of calc-alkaline dacitic pumice and ignimbrites, and ended with Strombolian outbursts of andesitic (61-59% SiO<sub>2</sub>) bombs, blocks and cinders which formed thick masses of agglomerate tuff. The products of the Strombolian phase of the eruption is half of the total volume of discharged material for caldera Krainyaya and up to 90% for caldera of Maly Semyachik.

Around Ksudach volcano, pumice-ignimbrite deposits corresponding to its first caldera are not well-exposed. Only in a narrow section of scarp of this caldera do we find a small lens of distinctive andesitic bombs with ignimbrite internal structure. Up to 95-98% of the deposits of this caldera-forming eruption are represented with bomb-cinder- agglomerates-agglutinates and lava-like rheomorphic tuffs. Upwards in the section composition of these deposits changes continuously from ferroandesites to ferrobasalts (60-51% SiO<sub>2</sub>).

Thus, it appears that the eruption of Krainyaya caldera represents some transitional variant between Plinian and Strombolian eruptions. Formation of Maly Semyachik and Ksudach-1 calderas, by contrast, is related primarily to violent Strombolian eruptions. This is confirmed by the good agreement of eruptive volumes with volumes of caldera depressions.

Deposits of Strombolian eruptions, in comparison with Plinian ones, form much more compact pyroclastic covers. However, for their coarse-fragmental product, the column height is also impressively high – up to 12-14 km. Obviously, fragmental avalanches of pyroclastic debris occurred, besides primary spreading. Thickness of the deposits is maximum in zones which are nearest to calderas: up to 80-100 m near caldera Krainyaya, 40 m – near caldera of Maly Semyachik, up to 250 m at Ksudach volcano. Eroded scarps of two first calderas cut off deposits

off pyroclastic covers. At Ksudach volcano, an agglomerate-agglutinate rock mass envelopes the ridge of funnel-shaped caldera, evidence that the eruption and slow collapse-slumping of chamber roof were synchronous. At the final stage of eruption, finely-fragmental bomb-lapilli material was discharged and deposited mainly inside caldera. At its bank, a mass of bedded tophaceous tuffs is intruded by a great number of dykes with composition analogous to them. Probably, in the waning stages of the eruption and collapse, debris filled the central funnel and this was later intruded by eruption through a system of ring complex fissures.

High ferriferousness and aphyric-subaphyric abundantly fine-porous structure characterize the rocks of Strombolian caldera-forming eruptions. The ferrobasalt-ferroandesitic spectrum of their compositions represents a clear line of differentiation of original high-alumina tholeiite with separation of cumulates of allivalite-eucrite association, and then of magnetite gabbro. More acid ( $\text{SiO}_2 > 61\text{-}62\%$ ) calc-alkali volcanites of the early stages of the eruptions are in all cases porphyric with 10-15% of phenocrysts of plagioclase, pyroxenes and magnetite. Coincidence of this threshold of crystallinity with alteration of rock belonging to some series shows the bond of two phenomena with changing the structural types of crystallization in magma pockets: from consecutive, due to the type of «growth of hard crust», to consecutively-volumetric, with formation of suspended crystalline phase from which selective jiggling of magnetite becomes possible.

Rarity of described structurally-material parageneses (caldera-pyroclastic cover) «of tholeitic profile» can be connected with relatively high density of high-ferriferous melts which acquire ability for so volumetric and fleeting eruptions only with its compensation with higher content of volatile constituents which at the same time decrease their viscosity.

## **RELATING THERMAL ANOMALIES OBSERVED IN SATELLITE DATA TO THE GROWTH OF BEZYMIANNY VOLCANO'S LAVA DOME DURING THE FALL 2000 ERUPTION**

**Andrea M. Steffke, Jonathan Dehn and Ken Dean**

*Geophysical Institute Alaska Volcano Observatory, University of Alaska, Fairbanks, AK 99775, USA*

Bezymianny volcano, located on the Kamchatka Peninsula, Russia, is considered one of the most active volcanoes on the peninsula. Bezymianny erupts on average of one to two times per year, usually following the same cyclic process from growth of the dome to collapse. Using satellite data, it is now possible to correlate the thermal anomalies detected in satellite data to the growth of active lava domes. The main objective of this project is to investigate the relationship between thermal anomalies observed in satellite data and the growth of active lava domes. This will be accomplished by using several satellite sensors with different temporal, spatial and spectral resolutions.

The first sensor incorporated into this project is the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), which has a spatial resolution of 1.1 km, with a five band spectral resolution and with a temporal resolution up to seven passes per day at Bezymianny. The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) will also be used with its spatial resolution of 1 km for the thermal infrared bands (TIR). MODIS has an increased spectral resolution of 36 bands and a temporal resolution of one to two passes per day over Bezymianny. Landsat Enhanced Thematic Mapper + (ETM+) is also incorporated with a higher spatial resolution of 30 to 60 m. Landsat ETM+ is comprised of seven different spectral bands and one panchromatic band, but has a lower temporal resolution of 16 days. The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) is the last sensor that will be utilized in this project with a spatial resolution ranging between 15 to 90 m. There is an increased spectral resolution of 14 different bands, five of which are located in the TIR with a temporal resolution of 16 days, but data is only acquired on request. Thermal data from each of these sensors will

be used to detect different stages of dome activity in order to compare the signal to dome growth. Lava dome thermal precursors will be detected in ASTER first, due to its increased spectral resolution, followed by Landsat ETM+. The on-demand acquisition of ASTER and low temporal resolution of both sensors diminishes the possibility of detecting small thermal precursors at Bezymianny. MODIS and AVHRR will not be able to detect the activity at Bezymianny until it is advanced, minimizing the precursory eruption time from weeks to days. If a thermal anomaly is detected in satellite data at Bezymianny it does not guarantee that an eruption will occur, but it is unlikely that an eruption will occur without a thermal anomaly being detected.

Preliminary results suggest that the pixel-integrated temperatures at Bezymianny increased steadily with time up to the October 2000 collapse of the dome and then decreased rapidly after the eruption. Using thermal infrared satellite data to derive temperatures and thermal flux prior, during and post eruption will enable conclusions to be drawn about what volcanic processes are occurring at Bezymianny and the likelihood of an explosive eruption will be determined. Ideally, these conclusions can be applied to other active lava domes as well.

## **МЕХАНИЗМ ГЕНЕРАЦИИ АВТОКОЛЕБАНИЙ ПРИ ЭКСПЛОЗИЯХ ВУЛКАНА КАРЫМСКОГО**

**А.В. Сторчеус, А.Ю. Озеров, П.П. Фирстов, А.Г. Маневич**  
*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Россия*

Во время отдельных эксплозий вулкана Карымского происходит пульсирующее истечения пепло-газовой смеси из кратера длительностью до нескольких минут, которое сопровождается акустическими и сейсмическими сигналами с четко выраженной периодичностью 0.5-2.0 с. Для этого явления предложено несколько возможных моделей, нами рассматривается еще одна. Это указывает на то, что во время эксплозий иногда создаются условия для возникновения автоколебаний. В качестве автоколебательной системы предлагается рассмотреть следующие элементы:

1. генератор колебаний – верхняя часть магматической колонны, насыщенная газовыми пузырьками;
2. источник энергии – газ, содержащийся в пузырьках под избыточным давлением;
3. функции элемента, управляющего поступлением энергии в колебательную систему и
4. обратной связи между колебательной системой и управляющим элементом, совмещены в волне разрежения, возникающей при пульсирующем истечении в газовой полости, расположенной над магматической колонной.

Автоколебательный процесс происходит по следующей схеме. После разрушения пробки на дне кратера, состоящей из материала предшествующих эксплозий и «корки закаливания», давление в газовой полости падает и начинается процесс коалесценции газовых пузырьков в верхнем слое магматической колонны, что приводит к фрагментации (разрушению) верхнего слоя магмы. В результате давление в области газоотделения резко возрастает, вверх по газовой полости распространяется волна сжатия, которая в дисперсной среде может эволюционировать в ударную волну. После выхода ударной волны в атмосферу вниз по газовой полости распространяется волна разрежения, которая при достижении газонасыщенной магмы вновь вызывает процесс слияния газовых пузырьков в следующем слое магмы, и цикл повторяется. Волны разрежения в газовой полости играют роль внешней силы. Анализ спектров акустических и сейсмических сигналов показал, что автоколебания синхронизируются на втором оберitone внешней силы.

В первом приближении рассматриваемую модель процесса можно считать автоколебательной системой с одной степенью свободы, колебания в которой

описываются дифференциальным уравнением Ван-дер-Поля. Следует отметить, что для работы предложенного механизма необходимо определенное состояние магмы в верхней части магматического канала, которое формируется в зависимости от соотношения таких параметров, как скорости подъема магмы, ее диффузионных характеристик, «скорости отвердевания», зависящей от содержания воды в магме.

Периодические пульсации давления в верхней части магматической колонны вызывают колебания в магме, насыщенной газовыми пузырьками, генерирующие в окружающей среде сейсмические волны с частотой, определяемой размерами генератора.

## **THE MECHANISM OF GENERATION OF AUTO FLUCTUATIONS AT VOLCANO KARYMSKY EXPLOSIONS**

**A.V. Storcheus, A.Yu. Ozerov, P.P. Firstov, A.G. Manevich**

*Institute of Volcanology and Seismology, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

During separate volcano Karymsky explosions, there is a pulsing emission of an ash - gas mixture from a crater with a duration of several minutes. These explosions are accompanied by acoustic and seismic signals with a precisely expressed periodicity of 0.5-2.0 sec. There are several possible models to explain this phenomenon. In this paper, a new model is considered. It specifies that during the explosions, the conditions for occurrence of auto fluctuations are sometimes created. For an auto oscillatory system, we consider the following elements:

1. Generator of fluctuations - top part of a magma column saturated by gas bubbles;
2. Source of energy - gas contained in bubbles under pressure;
3. Function of an element managing receipt of energy in oscillatory system.
4. The feedback between oscillatory system and managing element, are combined in a wave of rarefaction arising at the pulsing expiration in a gas cavity, located above magma column.

The auto oscillatory process occurs under the following scheme. After destruction of a fuse at the bottom of crater consisting of a previous explosions material and quenched crust of lava, the pressure in a gas cavity falls and the coalescence of gas bubbles process in the top layer of magma column begins. This produces fragmentation of the magma top layer. As a result, the pressure in area of gas liberation sharply grows and upwards in a gas cavity; the wave of compression is can convert into a shock wave. After an exit of a shock wave in the atmosphere downwards on a gas cavity, the wave of rarefaction is distributed which at achievement of gas saturated magma again causes process of merge gas bubbles in the following magma layer, and the cycle repeats. The waves of rarefaction in a gas cavity play a role of external force. The analysis of spectra of acoustic and seismic signals has shown, that the auto fluctuations are synchronized on second overtone of external force.

It is possible to consider this process as a first approximation process in terms of an auto oscillatory system with one degree of freedom, the fluctuations in which are described by the Van der Pol differential equation. It is necessary to note that for work of the offered mechanism the certain magma condition in the top part of the magma channel is necessary which is formed depending on a ratio of such parameters as: speeds of magma rise and its physical properties.

The periodic pulsations of pressure in the top part of magma column cause fluctuations in magma, saturated by gas bubbles, seismic waves, generating in an environment, with frequency determined by the sizes of the generator.



**EVOLUTION OF HISTORIC MAGMA SYSTEM OF HOKKAIDO-KOMAGATAKE  
VOLCANO, JAPAN: IMPLICATIONS FOR STRUCTURE AND ERUPTION  
PROCESSES OF MUSH CHAMBER**

**Ryo Takahashi<sup>1</sup>, Mitsuhiro Yoshimoto<sup>2</sup>, Mitsuhiro Nakagawa<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science,  
Hokkaido University, Sapporo, Japan*

<sup>2</sup> *Earthquake Research Institute, Tokyo University, Tokyo, Japan*

Hokkaido-Komagatake volcano is one of the most active volcanoes in Japan, and began eruptive activities (historic eruptions) in 1640 after about 5000 years' dormancy. Plinian eruptions occurred in 1640, 1694, 1856 and 1929, and phreatomagmatic eruption in 1942. The 1640 plinian eruption produced large amounts of pyroclastic fall and flow (total=2.9 km<sup>3</sup> DRE), whereas eruptive volume has decreased since then (0.36 km<sup>3</sup> in 1694, 0.21 km<sup>3</sup> in 1856, 0.52 km<sup>3</sup> in 1929 and 0.003 km<sup>3</sup> in 1942).

The juvenile ejecta of the 1640 eruption can be classified into three types, white pumice (SiO<sub>2</sub>=59.8~62.4 wt.%), scoria (SiO<sub>2</sub>=57.4~58.9 wt.%) and banded pumice. All of the ejecta contain phenocrysts of plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, and Fe-Ti oxide, in order of decreasing abundance. Phenocryst contents of white pumice range from 25 to 52 vol.%, whereas the scoria is nearly aphyric (<7 vol.%). Core compositions of these phenocrystic minerals are nearly the same. Banded pumice forms linear chemical trend between white pumice and scoria, suggesting that banded pumice was formed by mingling between porphyritic white pumice (WP magma) and aphyric scoria magmas (S magma). Gray pumice has occurred since the 1694 eruption and shows intermediate chemical compositions (SiO<sub>2</sub>=58.2~60.5 wt.%) and phenocryst contents (20~33 vol.%) between those of white pumice and scoria. Moreover, phenocrystic minerals in gray pumice sometimes show remarkable reverse zoning. Thus, the gray pumice would be mixing product between the WP and S magmas during the 1640 eruption.

Temporal variations of white pumice are observed in historic eruptions. In the 1640 eruption, phenocryst contents range from 25 to 42 vol.%. After the 1640 eruption, phenocryst contents abruptly increased about 10 vol.% and range from 36 to 52 vol.%. Since 1694, crystallinity has been nearly the same until 1942. This temporal change of crystallinity cannot be explained by constant crystallization process and suggests existence of zoned WP magma that is divided into inner melt-rich (crystallinity: 25~40 vol.%) and outer crystal-rich zones (crystallinity: >40 vol.%). In the 1640 eruption, melt-rich WP magma erupted selectively, whereas crystal-rich WP magma has remained in the magma chamber. Since the 1694 eruption, this residual crystal-rich magma has erupted. Matrix glass compositions and rim compositions of phenocrystic minerals of white pumice have gradually become felsic since the 1694 eruption, whereas whole rock chemical compositions have remained constant. These indicate that the WP magma has evolved although crystal fractionation has not occurred. After the 1640 eruption, melt of the WP magma has become more felsic and phenocryst contents considerably increased, hence the magma has become more viscous and solid-like state. Because of high viscosity of the WP magma, the eruptive volume has suddenly decreased since 1694.

**GEOPHYSICAL OBSERVATIONS IN TARUMAI VOLCANO, HOKKAIDO, JAPAN**

**Makoto Tamura**

*Geological Survey of Hokkaido, Kita 19 Nishi 12, Kita-ku, Sapporo, 060-0819, Japan*

*Tel: +81-11-747-2454. E-mail: [makoto@gsh.pref.hokkaido.jp](mailto:makoto@gsh.pref.hokkaido.jp)*

Mt. Tarumae is andesitic active volcano that is located at southeast wall of the Shikotsu caldera, central Hokkaido, Japan. It has repeated many eruptions and pyroclastic-flow deposits from Tarumae extend nearly to the Pacific coast. The summit of Tarumae contains a small 1.5-

km-wide caldera formed during two of Hokkaido's largest historical eruptions, in 1667 and 1739. Tarumae is now capped by a flat-topped summit lava dome that formed in 1909. Being one of a few triple volcanoes in the world, it is important from a scientific point of view. All of eruption after historic times occurred in the top of the mountain, and it erupted in 1919-21, 1923, 1926, 1933, 1936, 1944, 1951, 1953-55, 1978 after 1909 eruption. After 1978, it has not erupted until now. However, it has activated again since 1996. For example,

(1) Volcanic earthquakes increased in 1996. It continues until now, while rise and fall has been repeated.

(2) E crater that is located at southwestern part of lava dome resumed fumarole activities in 1999.

(3) Temperature of A crater that opened during the eruption in 1978 rise from 200 C° to about 600C° in 1999. And also, B crater, southwestern side of lava dome, rise from 100 C° to about 500 C° in autumn of 2003. These activities continue up to now.

Geological Survey of Hokkaido made many kind of observation in Tarumae volcano. For example, continuous GPS observation, volcanic gas analysis, CO<sub>2</sub> flux observation, volcanic earthquake observation, geoelectromagnetism investigation, and so on. In this presentation, we present about our observation result and relationship between our result and volcanic activity. And relation with Tokachioki earthquake in 26th September, 2003, are also shown.

## **CALIPSO BOREHOLE INSTRUMENTATION AT A BEZYMIANNY-LIKE ANDESITE VOLCANO: CALIPSO PROJECT AT SOUFRIERE HILLS VOLCANO, MONTSERRAT**

**G.S. Mattioli, S.R. Young, A.T. Linde, I.S. Sacks, P.E. Malin, E. Shalev, D. Hidayat, D. Elsworth, C. Widiwijayanti, V. Miller, R.S.J. Sparks, J. Neuberg, V. Bass, P. Dunkley, M. Edmonds, R. Herd, A. Jolly, G. Norton, T. Syers, G. Thompson, P. Williams**  
*B Voight and CALIPSO team*

Project CALIPSO (Caribbean Andesite Lava Island-volcano Precision Seismo-geodetic Observatory) investigates the magmatic system at the exceedingly active Soufriere Hills Volcano (SHV), Montserrat. The collaborative project involves a number of institutions acting in partnership with the Montserrat Volcano Observatory (MVO), and is funded by NSF with a contribution to drilling costs provided by UK NERC. SHV remains active and dynamic after 9 years. Many aspects of andesite magmatic system dynamics remain poorly understood despite significant monitoring and research efforts, and CALIPSO is expected to improve our understanding of SHV and andesite systems generally (Bezymianny is analogous). Drilling was carried out by DOSECC, Nov 02 to Mar 03. CALIPSO uses an integrated array of four strategically located 200-m boreholes, plus a few shallower holes and surface installations. The borehole instrument package is designed to have long life (decades) at moderately high temperatures. Each site includes a single-component, very broad band, Sacks-Evertson strainmeter, a three-component seismometer (~Hz to 1 kHz), a Pinnacle Technologies tiltmeter, and a surface CGPS station with choke ring antenna. At one site a new CIW hot-hole strainmeter design, involving hydraulic sensors and no downhole electronics, has been used for the first time anywhere. Data are streamed from the remote borehole sites using FreeWave telemetry coupled with Quanterra A/D converters. The borehole observatory is fully integrated into the surface monitoring networks of the MVO and other PSU/U Ark monitor systems, enhancing the existing GPS and surface broadband seismic-acoustic networks. These instruments aim to probe changes in the andesitic volcanic system and underlying mafic sources with unprecedented sensitivity. Cyclic activity at a variety of timescales has been a feature of SHV volcanism, involving seismicity, ground deformation, dome activity and gas exhalation, at the ~10 hour time scale. Evidence exists also for 7 and/or 14 week, and some longer cycles, and the SHV eruption since

1995 is the fourth repetition of a 30 year cycle. The longer time scale cycles originate from the deeper plumbing system, and can sometimes be detected in the seismic, deformation and gas data. However, the data are close to the limit of detection by the MVO's surface monitoring network, and the need for a new monitoring approach to better investigate these longer-term cycles of deep origin has now been met by CALIPSO. Borehole instrumentation provides much reduced noise and the ability to locate effective stations farther from the volcano than possible with surface instruments, and both features aid the sampling of seismic and deformation signals from the deep transport, storage, and recharge systems. The design life of the borehole observatories is long, such that onset of the next 30 year cycle may be sampled.

## **РАДИОУГЛЕРОДНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ И ПАЛЕОЦУНАМИ НА КАМЧАТКЕ**

**Н.Е. Зарецкая**

*Геологический институт РАН, Москва, Россия. E-mail: zaretsk@ginras.ru*

Радиоуглеродный анализ уже многие годы применяется на Камчатке для датирования вулканических извержений [1, 2, 3, 5]. Частота извержений, высокая скорость аккумуляции органогенного материала (почвы и торф), а также широкое площадное распространение тефры приводят к образованию так называемых почвенно-пирокластических чехлов, что позволяет датировать извержения радиоуглеродным методом и проводить детальную реконструкцию хронологии вулканических событий Камчатки в голоцене. Таким образом были датированы многие катастрофические и менее масштабные извержения, и их возраст приведен к календарному [4]. Также недавно были начаты работы по датированию палеоцунами [6].

Тем не менее, результаты радиоуглеродного датирования зачастую неоднозначны по разным причинам. Например, отдельные образцы состоят из разновозрастного (гетерохронного) материала:

1. Древесина (бревна) может иметь свой собственный возраст, который часто нельзя учесть из-за того, что образец спрессован перекрывающими его пирокластическими отложениями (например, пирокластических потоков);
2. Торф часто состоит из растительных остатков разного возраста: например, некоторые виды осок могут прорасти корнями сквозь прослой тефры и вносить более молодой углерод на нижележащие стратиграфические уровни, омолаживая, таким образом, истинный возраст образца.

Калибровка радиоуглеродного возраста (приведение к календарному) мгновенных геологических событий (каковыми являются извержения и цунами) также проблематична, поскольку в результате калибровки даже одной даты (или усредненного возраста) мы получаем временной интервал, а не конкретный возраст на календарной шкале.

Все эти особенности учитывались при реконструкции детальной радиоуглеродной и календарной хронологии вулканических извержений и палеоцунами.

В результате были датированы мощные (в том числе катастрофическое извержение с образованием кальдеры Курильского озера) и менее масштабные вулканические извержения юга Камчатского полуострова и реконструирована их радиоуглеродная и календарная хронология.

Также для северо-восточной части полуострова были получены новые данные о возрасте палеоцунами и некоторых извержений, а также палеогеографии этого района.

Методика определения радиоуглеродного и календарного возрастов вулканических и палеосейсмических событий будет представлена в докладе.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 02-05-64991.

## Список литературы

1. Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Litasova S.N., Sulerzhitsky L.D., Ponomareva V.V. Radiocarbon dating and teprochronology in Kamchatka Radiocarbon, v.35, No. 3, 1993, p.463-477.
2. Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. Ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril-Kamchatka region, Russia. Bulletin of Volcanology, No.57, 1995, p.383-402
3. Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Melekestsev I.V., Bailey J. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary research, v. 47, 1997, p. 125-139.
4. Брайцева О.А., Мелекестцев И.В., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. Геохронология крупнейших эксплозивных извержений Камчатки в голоцене и их отражение в Гренландском ледниковом щите // ДАН. Т.352. № 4. 1997. С.516-518.
5. Zaretskaia N.E., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Zhilin M.G. Radiocarbon studies of peat bogs: an investigation of South Kamchatka volcanoes and Upper Volga archeological sites // Radiocarbon, v.43, n.2, 2001, p.535-543
6. Zaretskaya N.E., Ponomareva V.V., Uspenskaia O.N., Bliakharchuk T.A., Gunova V.S. Paleoenvironmental history of the Northeastern Kamchatka coastal area in the second half of the Holocene // PAGES meeting on «High Lattitude Paleoenvironment», Moscow, 2002.

**<sup>14</sup>C TIMING OF VOLCANIC AND PALEOSEISMIC EVENTS IN KAMCHATKA****N.E. Zaretskaya***Geological Institute of RAS, Moscow, Russia. E-mail: [zaretsk@ginras.ru](mailto:zaretsk@ginras.ru)*

Radiocarbon dating is widely used to date volcanic events in Kamchatka [1, 2, 3, 5]. A high frequency of explosive eruptions, wide area of tephra deposition and high rate of organic accumulation on the peninsula due to moderate and wet climate result in accumulation of so called «soil-pyroclastic» or «peat-pyroclastic» sequences and provide a great opportunity to reconstruct a detailed radiocarbon and calendar chronology of volcanic Holocene events in Kamchatka, and to date paleoseismic events (paleotsunamies) buried in the peat bogs [6]. Samples originated from many sites all over the peninsula. Thus, many catastrophic and moderate eruptions were dated and their ages estimated and then calibrated (transferred to calendar ages) [4].

Nevertheless, there are some ambiguities and peculiarities of radiocarbon dating of such geologic events.

First of all, samples often contain material of different ages (heterochronous sample):

1. Wood samples (logs) could have an inbuilt age, which we can hardly estimate due to high compression by pyroclastic deposits;
2. Peat is often composed of variety of *Carex* (and other) species, some of which could pass their roots through layers of tephra or tsunami deposits and thus yield younger ages than expected age of peat horizon underlying tephra layer.

Calibration of the <sup>14</sup>C ages of «instantaneous» geological events is also a problem, because calibrating a single date or a number of combined individual dates gives a time range, and not a certain age of the individual event.

All this details should be taken into account when reconstructing a continuous radiocarbon and calendar chronology of volcanic and related events and paleotsunamies.

However, several strong volcanic events (such as the Kurile Lake caldera catastrophic eruption) and moderate eruptions have been dated and radiocarbon and calendar chronology built in the southernmost part of the Kamchatka Peninsula.

Also, volcanic and paleotsunami events were dated on the northeastern part of Kamchatka, and some paleoenvironmental data was obtained.

The procedure of radiocarbon dating, age estimation and calibration is proposed in the presentation.

This work became possible thanks to RFBR grant # 02-05-64991.

#### References

1. Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Litasova S.N., Sulerzhitsky L.D., Ponomareva V.V. Radiocarbon dating and teprochronology in Kamchatka *Radiocarbon*, v. 35, No. 3, 1993, p.463-477.
2. Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. Ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril-Kamchatka region, Russia. *Bulletin of Volcanology*, No.57, 1995, p.383-402.
3. Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Melekestsev I.V., Bailey J. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // *Quaternary research*, v. 47, 1997, p. 125-139.
4. Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. Geochronology of the largest Holocene explosive eruptions in Kamchatka and their reflex in the Greenland Ice Sheet // *DAN*, v. 352, #4, 1997b, p. 516-518.
5. Zaretskaia N.E., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Zhilin M.G. Radiocarbon studies of peat bogs: an investigation of South Kamchatka volcanoes and Upper Volga archeological sites // *Radiocarbon*, v.43, n.2, 2001, p.535-543.
6. Zaretskaya N.E., Ponomareva V.V., Uspenskaia O.N., Bliakharchuk T.A., Gunova V.S. Paleoenvironmental history of the Northeastern Kamchatka coastal area in the second half of the Holocene // *PAGES meeting on «High Latitude Paleoenvironment»*, Moscow, 2002.

## II. GEODYNAMICS, TECTONICS, GEOCHEMISTRY, PETROLOGY AND MAGMA-FORMATION

### ГЕОДИНАМИКА ВУЛКАНИЗМА КАМЧАТСКО-АЛЕУТСКОГО СОЧЛЕНЕНИЯ

Г.П. Авдейко, А.А. Палуева

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия*

В зоне сочленения Камчатки с Алеутской дугой распространены вулканические породы, редко встречающиеся в пределах вулканических дуг зон субдукции. Одной из таких характерных черт является широкое распространение магнезиальных базальтов, андезибазальтов и андезитов, включая адакиты. Объем этих пород почти в 10 раз больше, чем во всех остальных районах Камчатки. Внутри магнезиальной группы пород имеются определенные закономерности. Магнезиальные базальты северной группы вулканов (Шивелуч, Харчинский, Заречный) имеют более низкие концентрации Ca, более высокие концентрации Sc, Y, Yb и более высокие отношения K/Ti, La/Yb, Ni/Sc и La/Ta по сравнению с аналогичными породами Ключевской группы вулканов. Большинство вулканических пород этого района имеют высокую щелочность и высокие концентрации LILE и LREE. Вулканы Ключевской группы характеризуются очень высокой продуктивностью, поставляя 1/3 объема лав, извергнутых всеми Камчатскими вулканами.

Необычные черты вулканизма определяются геодинамикой Камчатско-Алеутского сочленения. Геодинамика этого района сформирована в последние 40 млн. лет при взаимодействии Тихоокеанской, Евразийской и Северо-Американской литосферных плит и Командорской микроплиты. Современная структура этого района оформилась в последние 7-10 млн. лет, после блокировки субдукции под Срединно-камчатский хребет и перескока зоны субдукции на современную позицию. И перескок зоны субдукции, и стреловидный характер Камчатско-Алеутского сочленения обусловлены коллизионным взаимодействием активной окраины Камчатки с Гавайско-Императорской цепью вулканов. Предлагаемая геодинамическая модель Камчатско-Алеутского сочленения предполагает постепенный переход от косой субдукции в центре Алеутской дуги к трансформному разлому вблизи Камчатки. Тормозящий эффект неподвижной Северо-Американской плиты на движущуюся и поддвигаемую Тихоокеанскую плиту приводит к растяжению, а иногда и к разрыву последней. Один из таких разрывов (stab-window), вероятно, имеется под вулканами Ключевской группы, и этим обусловлена высокая продуктивность и магнезиальный характер пород этой группы. Кроме того, от края Тихоокеанской плиты отрываются отдельные блоки и погружаются в мантию. Разогреваясь, они могут приводить к формированию небольших плюмов. Один из таких плюмов реконструируется по данным сейсмотомографии (Gorbatov et al, 2000; Levin et al, 2002) и по наличию внутриплитных лав. Значительны вариации вулканических пород от типичных островодужных лав до внутриплитных лав.

OIB-типа обусловлены разным соотношением вклада в плавящий субстрат мантийного клина океанической коры за счет флюида или расплава и более горячего вещества подсубдукционной мантии. Роль флюидов для магмообразования должна уменьшаться, а роль расплава из океанической коры – возрастать в направлении от Ключевской группы вулканов к самым северным вулканам (Хайлюля, Начикинский).

## GEODYNAMICS OF VOLCANISM OF THE KAMCHATKA-ALEUTIAN JUNCTION

**G.P. Avdeiko, A.A. Palueva**

*Institute of Volcanic Geology and Geochemistry, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia  
Leibniz Institute for Marine Sciences, Kiel, Germany*

Rocks which are unusual for the subduction-related volcanic arcs appear in the Kamchatka-Aleutian junction area. One of their characteristic features is the wide distribution of high-magnesian basalts, basaltic andesites and andesites, including adakites. The volume of the magnesian rocks of this area is approximately 10 times greater than in all other areas of Kamchatka. Within the magnesian group of rocks, there are certain regularities. The magnesian basalts (Mg# 80-88) of the northern volcanoes (Shiveluch, Kharchinsky, Zarechny) have lower Ca, higher Sc, Y, Yb concentrations and higher K/Ti, La/Yb, Ni/Sc, and La/Ta ratios compared to the similar ones of the Kluchevskaya volcano group. Most of the volcanic rocks of this region have high values and high LILE and LREE concentrations. The volcanoes of the Kluchevskaya group are characterized by a very high productivity, supplying about 1/3 of the volume of the volcanic material erupted by all Kamchatkan volcanoes.

The unusual volcanic features are defined by the geodynamics of the Kamchatka-Aleutian junction. The geodynamical conditions of this area formed during the last 40 Myr due to interaction of the Pacific, North American, Eurasian and Kula plates and the Komandorskaya microplate. The modern structure of this area has taken its present shape during the last 7-10 Myr after blockage of the subduction of the Pacific plate under the Sredinny ridge of Kamchatka and has caused a jump of the subduction zone to its present-day position. Both the jump and the arrow-like shape of the Kamchatka-Aleutian junction are likely caused by the collision of the active Kamchatkan margin with the Hawaiian-Emperor volcanic chain. The offered geodynamic model of the Kamchatka-Aleutian junction assumes a gradual transition from oblique subduction of the Aleutian arc to the transform fault near Kamchatka. The braking effect of the motionless North American plate on the moving and subducting Pacific plate results in a tension and sometimes results in the rupture the latter (slab-windows) and in an intrusion of hotter mantle material into the mantle wedge. One of such slab-windows has probably formed under the Kluchevskaya group of volcanoes and is the reason for the high productivity of the volcanoes and for the magnesian rock composition. Besides, the separation of the Pacific slab-edge blocks their sinking into the mantle, and heating can lead to the generation of small mantle plumes. One of such plumes is confirmed by seismic tomography data (Gorbatov et al., 2000; Levin et al., 2002) and by the presence of OIB-like rocks. The large variety of volcanic rocks from usual IA-type to the intraplate type is caused by the varying contribution of deep mantle material into the mantle wedge and by fluids and/or melts from the slab. The role of fluids in magma generation decreases, while the role of slab melt increases in direction from the Kluchevskaya volcano group to the northern volcanoes Hailula and Nachikinsky.

## ТЕКТОНИКА, ВУЛКАНИЗМ И СЕЙСМИЧНОСТЬ: ВОПРОСЫ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ СВЯЗЕЙ

**Б.В. Иванов, В.А. Широков**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия*

Вопрос о том, как взаимосвязаны тектоника, вулканизм и сейсмичность, является темой многочисленных дискуссий. В верхней оболочке Земли эти процессы развиваются не беспорядочно, а подчинены определенным закономерностям; в одних случаях с хорошо видимой связью, в других – обнаруживая ее отсутствие. Динамику этих процессов лучше всего изучать в районах их максимального проявления. Такими являются островные дуги

и активные континентальные окраины. В качестве объекта исследований нами выбрана Восточная вулканическая зона Камчатки (ВВЗ), ее центральная часть.

В тектоническом отношении исследуемый район представляет собой вулканотектоническую депрессию (ВТД), окончательно сформировавшуюся в конце верхнечетвертичного времени ( $Q_3$ ) в виде Карымской кольцевой структуры (ККС) размером 36x28 км с амплитудами смещений по кольцевым разломам от 40 до 100 и более метров. ККС имеет ряд тектонических особенностей. Это телескопичность строения, проявляющаяся в последовательном развитии однотипных структур все более высокого порядка: ВТД – кольцевая структура – кальдеры – вулканы; обязательное присутствие радиальных разломов, образующих систему узких, шириной до 5-10 км, ступенчатых грабенов с амплитудой смещения от 40 до 200 м, ступенчатое расположение сбросов, сопровождающееся последовательным увеличением амплитуды смещения по направлению к центру кольцевой структуры. В пределах структуры выделяются сейсмичные и асейсмичные разломы. Первые обычно являются и магмопроводящими.

Линии разломов северо-восточного простирания являются главным структурным элементом Восточного вулканического пояса, к ней приурочиваются все действующие и потухшие вулканы этого района. Эту тектоническую линию следует рассматривать как серию субпараллельных сквозькоровых (мантийных) разломов, по которым магма мигрирует к поверхности. Разломы субмеридионального, северо-западного, субширотного направлений относятся к разломам преимущественно корового заложения. На месте пересечения коровых разломов с глубинными мантийными возникают т.н. «структурные узлы», предполагающие возможность образования системы периферических и глубинных коровых магматических очагов, имеющих связь с верхней мантией.

Район характеризуется высокой степенью вулканической активности. На площади около 1000 км<sup>2</sup> находятся два действующих вулкана – Карымский и Малый Семейчик, 18 потухших и множество моногенных образований. Вулканическая деятельность района на разных этапах развития характеризовалась контрастностью состава продуктов извержений, от базальтов до риолитов, с преимущественным развитием андезитового вулканизма и сосуществованием основного вулканизма мантийного питания и кислого вулканизма, связанного с коровыми магматическими очагами.

Глубинное строение ККС представляет собой систему разноглубинных магматических очагов, действующих (вулкан Карымский) и уже остывших, с разной степенью дифференциации магмы (вулкан Академии Наук), а также близповерхностных гранитоидных интрузий, являющихся интрузивными аналогами эффузивов. Предполагается, что эта система имеет общий питающий очаг в переходном от коры к мантии слое.

Со времени начала в 1962 г. детальных сейсмологических наблюдений в Карымском вулканическом центре выделяются два главных эпизода сейсмической и вулканической деятельности. 1-2 января 1996 г. произошло самое сильное за последние 100 лет коровое землетрясение в континентальной части Камчатки с магнитудой  $M=7$ , вызвавшее фреатомагматическое извержение в районе Карымского озера и начавшееся после 15-летнего периода покоя центральное извержение Карымского вулкана. Вторым эпизодом является Кроноцкое землетрясение 5.12.1997 г. с  $M=7.8$  и протяженностью области очага около 220 км, которое оказалось самым сильным землетрясением на Камчатке за последние 30 лет.

Первое в историческое время фреатомагматическое извержение в кальдере вулкана Академии Наук на дне оз. Карымского в 1996 г. связано с оживлением региональной северо-восточной зоны разломов и последующей активизацией разломов корового заложения, что фиксировалось серией вулканотектонических землетрясений с глубиной очагов до 60 км, предвсавших и сопровождавших извержение Карымского вулкана. Мы считаем, что причиной, нарушившей неустойчивое равновесие магматической системы в недрах ККС, послужил т.н. «тектонический удар» (землетрясение 1.01.1996 г. с магнитудой  $M=7$  и протяженностью области очага около 40 км), вызвавший подъем базальтовой магмы из общего питающего очага.



Для выяснения причин этих природных явлений катастрофического характера для периода 1988-2002 гг. проведено сопоставление изменений годовых величин скорости  $V$  сеймотектонического движения, рассчитанной по данным камчатских и охотоморских землетрясений с  $H = 150-600$  км, вариаций скорости  $U$  вращения Земли вокруг своей оси и моментов возникновения сильнейших землетрясений с магнитудой  $M \geq 7.6$ , произошедших в этот период в районе о. Хоккайдо, в Курило-Камчатской зоне, на Сахалине и Алеутских островах. Показано, что для величин  $V$  и  $U$  в период 1993-1997 гг. наблюдался устойчивый линейный рост, во время которого в указанном сегменте Тихоокеанского сейсмического пояса произошло 7 сильных землетрясений с магнитудой  $M \geq 7.6$  (каталог NEIC GS USA). Характерно, что в предыдущие и последующие 5 лет (1988-1992 и 1998-2002 гг.) землетрясения такой силы здесь не происходили. Сделан вывод, что возникновение в 1993-1997 гг. сильнейших землетрясений в северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса, а также событий 1996-1997 гг. в Карымском вулканическом центре связано с процессами общепланетарного масштаба. Глобальные силы влияют на характер контактного взаимодействия больших тектонических плит и приводят к перестройке полей напряжений на региональном и субрегиональном уровнях.

Все вышесказанное служит подтверждением тезиса о взаимосвязи общепланетарных тектонических процессов с сейсмическими и вулканическими.

Основываясь на концепции статистически значимого влияния общепланетарных космофизических факторов на сеймотектонические процессы для землетрясений 1 января 1996 г.,  $M=7$  и 5 декабря 1997 г.,  $M=7.8$  В.А. Широковым были сделаны соответственно краткосрочный и долгосрочный прогнозы, которые оправдались по времени, месту и магнитуде ожидаемых событий.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы:

Тектонические процессы определяют геодинамическую обстановку и тесно связаны с сейсмической и вулканической деятельностью, т.е. тектоника является первичной. Сейсмичность следует рассматривать как индикатор изменяющегося во времени и пространстве поля тектонических напряжений. Вулканизм является процессом, компенсирующим тектонические напряжения. Петролого-тектонические исследования позволяют утверждать, что тектоника верхних структурных этажей геологического разреза во многом определяет многообразие петрохимических типов магм.

## **TECTONICS, VOLCANISM AND SEISMICITY: ISSUES OF PARAGENETIC RELATION**

**B.V. Ivanov and V.A. Shirokov**

*Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

The question of how tectonics, volcanism and seismicity are interrelated is the subject of numerous debates. In the earth's outer shell these processes develop not irregularly, but comply with the certain rules. In some cases, interrelation is obvious and in other ones, no interrelation can be revealed. The best approach to studying dynamics of these processes is to examine areas where they are exceptionally active and their effects well-exposed. Such areas are island arcs and active continental margins. For this purpose, we chose the central part of the Eastern volcanic area (EVA) of Kamchatka.

Tectonically, the area under research is a volcanic-tectonic depression (VTD) formed in the end of Upper Quaternary period ( $Q_3$ ). This VTD takes the form of the Karymskaya Circular Structure (KCS) in  $36 \times 28$  km with displacement amplitudes along circular fractures from 40 to 100+ meters. The KCS has a series of particular tectonic features. It is a telescoping structure that manifests the sequential development of single-type structures of higher and higher order: VTD – circular structure – calderas – volcanoes. Further, we note the dominant presence of

radial fractures forming a system of narrow step-like grabens up to 5-10 km wide with displacement amplitudes from 40 to 200 m. Seismic and non-seismic fractures are usually distinguished within the structure boundary. Seismic ones are usually magma-conducting.

A line of fractures with northeastern strike is the basic structural element of the Eastern volcanic belt. All active and extinct volcanoes of this area relate to this fracture system. This tectonic line is considered a series of sub-parallel, trans-crustal (mantle) fractures through which magma migrates to the surface. Fractures having sub-meridional, northwestern and sub-latitudinal directions relate to those confined to the crust only.

The so-called «structural knots» occur in the areas where crustal fractures intersect abyssal mantle ones. They suggest possibility of formation of the peripheral and abyssal crustal magmatic chambers connected with the upper mantle.

A high degree of volcanic activity characterizes this zone. There are two active volcanoes Karymsky and Maly Semyachik, 18 extinct volcanoes, and numerous monogenetic formations in the area covering about 1000 km<sup>2</sup>.

The eruption of Karymsky volcano as well as the phreatic-magmatic eruption at the bottom of Lake Karymskoe in 1996 in the Akademii Nauk volcano caldera is connected with the regional northeastern zone of fractures and reactivation of crustal fractures. It was manifested by the series of volcanic-tectonic earthquakes located at 0-30 km depth, anticipating the Karymsky volcano eruption.

In different stages of development, regional volcanic activity has been characterized by eruptive products spanning compositions from basalt to rhyolite. Andesite volcanism dominated whereas basic volcanism from mantle recharge and acid volcanism associated with crustal magmatic chambers were coexistent.

The KCS abyssal structure is a system of magmatic chambers of different depths, active volcanoes (Karymsky) as well as extinct ones exhibiting various degree of magma differentiation (the Akademii Nauk volcano), and also near-surface granitoid intrusions that are intrusive analogues of effusive rocks. This system is expected to have the common recharging chamber in the transition layer between the crust and mantle (~ 25-30 km).

We consider that the so-named «tectonic shock» (the earthquake occurred on 01.01.1996) caused the rise of basalt magma to disturb the magmatic system within the KCS.

Two main episodes of seismic and volcanic activity are noted from detailed seismological observations in the Karymsky volcanic center that began in 1962. On the 1<sup>st</sup> and 2<sup>nd</sup> of January 1996, a crustal earthquake with  $M=7$  occurred in the continental part of Kamchatka. It was the most violent earthquake of the last 100 years and prompted a tsunamigenic eruption in Lake Karymskoe. Subsequently, a central eruption of Karymsky volcano began after a 15-year period of dormancy. The second significant event was the Kronotskoe earthquake with  $M=7,8$  and rupture length about 220 km long occurred on the 5<sup>th</sup> of December 1997. It was the strongest one in Kamchatka within the last 30 years.

In order to investigate these events, for the period 1988-2002 we evaluated (1) annual values of the seismic-tectonic movement speed  $V$  calculated according to the data from Kamchatka and the Sea of Okhotsk for earthquakes with  $H=150-600$  km; (2) variations of the speed  $U$  of the Earth rotation around its axis; and (3) moments of generation of the strongest earthquakes with  $M \geq 7,6$  in the area of Hokkaido, the Kuril-Kamchatka zone, in Sakhalin and the Aleutian Islands. It is shown that within the period 1993-1997, stable linear growth of the values  $V$  and  $U$  was observed, and 7 violent earthquakes with  $M \geq 7,6$  (the catalogue NEIC GS USA) occurred in the above-stated segment of the Pacific seismic belt. It is characteristic that during the previous and subsequent 5 years (1988-1992 and 1998-2002), no earthquake of such power occurred. It is concluded that generation of violent earthquakes in the northwestern part of the Pacific mobile belt in 1993-1997, as well as the events occurred in 1996-1997 in the Karymsky volcanic center, are connected with processes of general planetary scale. Global forces affect the interaction between tectonic platforms and result in reconstruction of stress fields on the regional and sub-regional levels.

All the above confirms the thesis that general planetary tectonic processes are interrelated with seismic and volcanic ones.

Based on the concept planetary-scale affects on seismic-tectonic processes, V.A. Shirokov made short-term and long-term forecasts for the earthquakes occurred on the 1<sup>st</sup> of January 1996 (M=7) and on the 5<sup>th</sup> of 1997(M=7,8) correspondingly. The time, location and magnitude of the expected events turned out to be true.

The data given suggest the following conclusions: Tectonic processes determine geodynamic conditions, and they are closely connected with seismic and volcanic activity. Thus, tectonics is the primary control. Seismicity should be considered a manifestation of changes in tectonic stress. Volcanism is a process compensating tectonic stresses. Petrologic-tectonic research allows us to conclude that tectonics in many ways determines the diversity of magma petrochemical types.

## **СУБДУКЦИЯ ПЛИТЫ ПОД КАМЧАТКУ: «СЕЙСМИЧЕСКАЯ» СКОРОСТЬ ПЛИТЫ, МЕДЛЕННЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ, СКОРОСТЬ ДЕФОРМАЦИИ**

**Е.И. Гордеев<sup>1</sup>, В.М. Павлов<sup>2</sup>, В.И. Левин<sup>2</sup>, В.Ф. Бахтиаров<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Россия*

<sup>2</sup>*Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия ГС РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия*

Представлены некоторые результаты изучения процесса поддвига Тихоокеанской плиты под Камчатку и связанных с этим процессом явлений.

Получены оценки сейсмической составляющей скорости поддвига плиты  $V$  по двум видам данных: по СМТ механизмам и по последовательности сильнейших землетрясений Камчатки.

Граница контакта между погружающейся плитой и Камчаткой на глубинах 30-70 км считается плоской площадкой с азимутом простирания  $AZ=37+180$  и углом падения  $DIP$ . Положение границы контакта и значение  $DIP$  оцениваются из анализа СМТ. Анализировались все землетрясения, для которых имеются СМТ решения (1976-2003) с  $M_w > 5,5$ . Положение плоской границы определяется по облаку гипоцентров СМТ, причем оказывается, что падающая под Камчатку плоскость СМТ механизмов большинства землетрясений с  $M_w > 6$  имеет такой же угол наклона равный  $25^\circ$ .

Для  $V$  получены оценки: южная зона (южнее м. Шипунский):  $V=0,9$  см/год; центральная зона (от м. Шипунский до м. Кроноцкий):  $V=1,4$  см/год.

Сведения о сильнейших землетрясениях Камчатки имеются с 1737 года. В южной части за период с 1737 г. произошло 3 землетрясения с  $M_w > 8,5$  (оценки моментных магнитуд по (Гусев, Шумилина, 2004)). В центральной части – 2 землетрясения.

Мы полагаем, что в результате землетрясения  $M_w > 9$  типа Камчатского 1952 г. происходит полное «снятие» накопленного дефицита сейсмической подвижки. Поэтому имеет смысл оценивать  $V$  по парам последовательных сильнейших в данной зоне.

Полагаем, что очаг сильнейшего занимает всю зону контакта с площадью  $S$ . Если  $M_0$  – скалярный сейсмический момент землетрясения, то для подвижки  $D$  имеем  $D=M_0/(\mu S)$ , ( $\mu$  – модуль сдвига). Сейсмическая составляющая скорости поддвига плиты оценивается по формуле:  $V=D/T$ , где  $T$  – интервал между последовательными событиями. В результате получили: для юга  $V=6,6-7,1$  см/год (по двум парам), для центра:  $V=6,6$  см/год. Так как океаническая плита движется со скоростью 8 см/год, то получаем, что на криповую часть приходится около 10%. С учетом того, что имеется не полная определенность в оценках параметров, криповую часть оцениваем как 5-15%.

Медленные пресеismicкие движения на Камчатке были обнаружены по GPS наблюдениям перед Кроноцким землетрясением (5 дек. 1997 г.,  $M_w=7,8$ ) (Gordeev et al., 2001). В данной работе GPS наблюдения пресеismicкого движения были разбиты на два временных отрезка, для каждого из которых был подобран протяженный источник, который интерпретируется как медленное землетрясение (Рис.1). Использовался модельный источник в виде прямоугольной сдвиговой дислокации. Так как изменения смещений для этих интервалов имеют противоположный знак, то и соответствующие источники имеют противоположные механизмы (Рис.1). Источники располагаются в окрестности области очага основного толчка. Они демонстрируют противоположные по знаку движения, указывая на сложный характер пресеismicкого движения. Так как станции расположены в дальней зоне, возможны другие решения, и интерпретация не является однозначной.

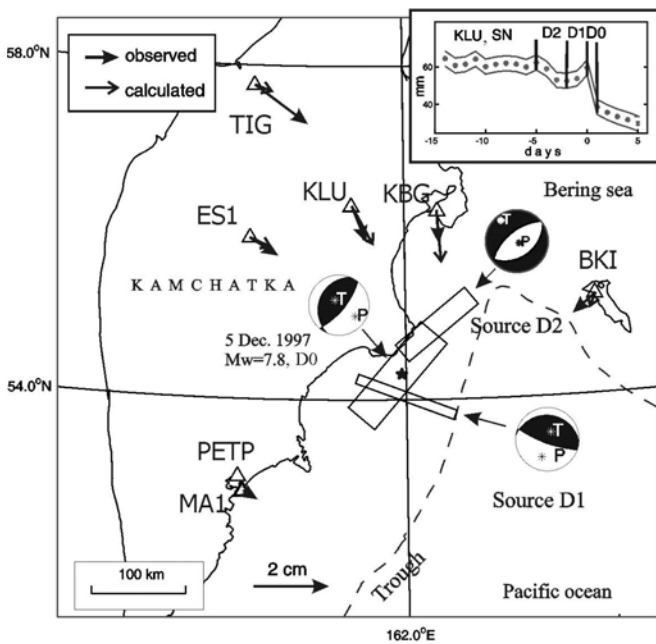


Рис. 1. Источники медленных землетрясений D1 и D2. На врезке показана SN компонента GPS смещения (относительно PETP) на станции KLU, а также помечены временные отрезки, в пределах которых произошли указанные землетрясения (D0 основной толчок). Параметры медленных землетрясений: D1:  $Az=290^\circ$ ,  $dip=75^\circ$ , длина  $L=140$  км, ширина  $W=50$  км, глубина центра  $h=60$  км,  $M_w=8,1$ ; D2:  $Az=50^\circ$ ,  $dip=35^\circ$ ,  $L=120$  км,  $W=50$  км,  $h=60$  км,  $M_w=7,8$ . Стрелками на станциях показаны наблюдаемые и вычисленные вектора горизонтальных смещений для источника D1. Звездочкой обозначен центр прямоугольного очага основного толчка. Параметры основного толчка:  $Az=220^\circ$ ,  $dip=25^\circ$ ,  $L=180$  км,  $W=50$  км,  $h=25$  км,  $M_w=7,8$  (В.И. Левина и др., 2003).

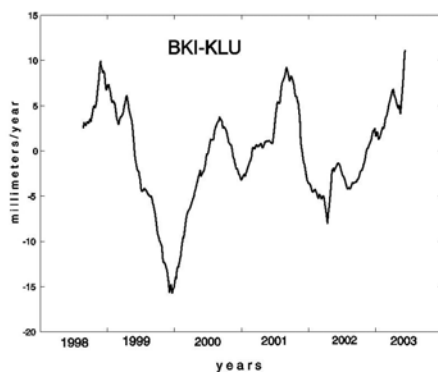


Рис. 2. Вариации скоростей сближения станций VKI и KLU. Компонента смещения, по которой оценивались скорости направлена вкост Камчатки (азимут  $37^\circ+90^\circ$ ); это направление смещения является преобладающим. Скорости оценивались в пределах скользящего окна продолжительностью в один год. Среднее значение скорости сближения равно 51,3 мм/год.

Для оценки скорости деформирования Камчатки под действием придвигающейся плиты (в направлении движения плиты) были рассмотрены ряды GPS наблюдений за период 1997-2003 гг. Были определены средние скорости смещений относительно станции PETP, а также вариации скоростей относительно средней скорости (Рис.2). Скорости оценивались с помощью линейной регрессии в скользящем окне определенной длительности.

#### Список литературы

1. Гусев А.А, Шуმიлина Л.С. Повторяемость сильных землетрясений Камчатки в шкале моментных магнитуд // Физика Земли. 2004. № 3. С.34-42.

2. Gordeev E.I., Gusev A.A., Levin V.E., Bakhtiarov V.F., Pavlov V.M., Chebrov V.N., Kasahara M., 2001. Preliminary analysis of deformation at the Eurasia-Pacific-North America plate junction from GPS data. *Geophys. J. Int.* V. 147. P.189-198.
3. Левина В.И., Гусев А.А., Павлов В.М., Иванова Е.И., Левин В.Е., Рябинин Г.В., Хаткевич Ю.М., Гусева Е.М., Салтыков В.А., Зобин В.М. Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 года с  $M_w=7,8$ ,  $I_0=8$  (Камчатка). Землетрясения Северной Евразии в 1997 году. Обнинск. 2003. С.251-271.

## **THE PLATE SUBDUCTION UNDER KAMCHATKA: «SEISMIC» SPEED, SLOW EVENTS, DEFORMATION VELOCITY**

**E.I. Gordeev<sup>1</sup>, V.M. Pavlov<sup>2</sup>, V.E. Levin<sup>2</sup>, V.F. Bakhtiarov<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Institute volcanology and seismology FED RAS, Russia*

<sup>2</sup>*Kamchatka Experimental and Methodical Seismological Department GS RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

Some results concerning subduction process of the Pacific plate under Kamchatka and related phenomena are presented.

Estimates of seismic component of the velocity  $V$  of the subducting plate by CMT mechanisms and series of great earthquake in Kamchatka are obtained.

The interface boundary between subducting plate and Kamchatka (the continental plate) at depths 30-70 km is supposed to be a rectangle with strike  $37^\circ+180^\circ$  and dip angle DIP. The rectangle location and DIP value are determined from analysis of CMT of earthquakes (1976-2003 yy) with  $M_w>5.5$ . The rectangle location is determined by CMT hypocenters cloud (DIP= $25^\circ$ ). It turns out that the planes of CMT dipping under Kamchatka have the same dip angle  $25^\circ$ .

For the velocity  $V$  value we have estimates: in south zone (south of c. Shipunsky):  $V=0.9$  cm/y; in central zone (from c. Shipunsky to c. Kronotsky):  $V=1.4$  cm/y.

We have information about great Kamchatka earthquakes since 1737 year. In south zone there are 3 earthquakes with  $M_w>8.5$  (moment magnitude estimates by (Gusev, Shumilina, 2004)). In central zone there are 2 earthquakes.

We suppose that after an earthquake like the Kamchatka earthquake 1952 ( $M_w=9.0$ ) the seismic slip deficit is realized completely. So that we estimate the velocity  $V$  by pairs of great earthquakes.

We suppose that the source of a great earthquake occupies the whole interface zone with area  $S$ . If  $M_0$  is the scalar seismic moment of an earthquake then the slip value equals to  $D=M_0/(\mu S)$  ( $\mu$  is the shear module). Seismic component of the velocity of the subducting plate is determined by the formula:  $V=D/T$ , where  $T$  is the interval between to successive earthquake. As a result we obtain: in south zone  $V=6.6-7.1$  cm/y (by two pairs); in central zone  $V=6.6$  cm/y. As the oceanic plate moves with the velocity 8 cm/y, aseismic movement of the subducting plate has about 10% of the total velocity. Because of some uncertainties that attend the estimations, the final quantity of the aseismic velocity is 5-15%.

Slow preseismic movements in Kamchatka were found by GPS observations before Kronotsky earthquake (5 Dec. 1997,  $M_w=7.8$ ) (Gordeev et. al.). In this study we divide preseismic period of five days before the main shock into two intervals (Fig. 1). For each interval an extended source is determine which interpreted as a slow event. We use a model souce in the form of a rectangular shear dislocation. As displacement jumps for these intervals have opposite signs, the corresponding mechanisms are opposite (Fig.1). The sources are located in the vicinity of the main shock region. They show opposite in sign movements indicating the complicated nature of the preseismic movements. Since all GPS stations are situated in the far field of the sources region other solutions are possible. So the interpretation is not unique.

To estimate the deformation velocity of Kamchatka caused by the moving oceanic plate we consider GPS observations over the period 1997-2003 yy. The component of displacement along the plate movement direction was considered. The average velocities of displacements (with respect to PETP) and variations of the velocities about averages are determined (Fig.2). Velocities are determined by linear regression in a moving window of a certain duration.

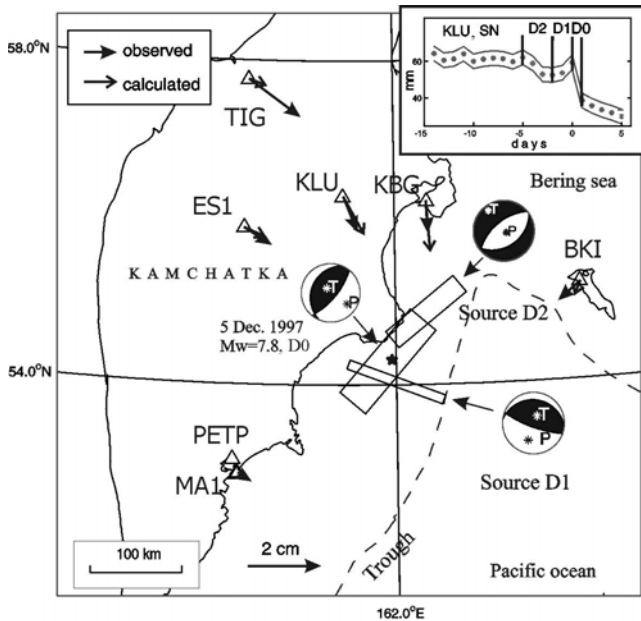


Figure 1. Sources of slow events D1 and D2. In the inset the SN component of GPS displacement at station KLU (with respect to PETP) is shown. The time intervals are marked within which the slow events occurred (D0 corresponds to the main shock). (The accompanying curves show the accuracy of the observational points). The values of the slow event source parameters are:

D1: azimuth  $Az=290^\circ$ , dip= $75^\circ$ , length  $L=140$  km, width  $W=50$  km, depth of the center  $h=60$  km,  $M_w=8.1$ ;

D2:  $Az=50^\circ$ , dip= $35^\circ$ ,  $L=120$  km,  $W=50$  km,  $h=60$  km,  $M_w=7.8$ .

The arrows at the stations represent observed and calculated horizontal displacements for D1 (with respect to PETP). The asterisk denotes the center of the main shock rectangle. The values of the main shock parameters are:  $Az=220^\circ$ , dip= $25^\circ$ ,  $L=180$  km,  $W=50$  km,  $h=25$  km,  $M_w=7.8$  (Levina et. al., 2003).

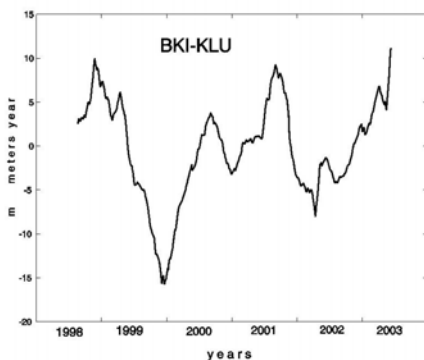


Figure 2. Variations of velocities of approach of GPS stations BKI and KLU. Velocities were determined along the axis directed across Kamchatka (azimuth  $37^\circ+90^\circ$ ). This direction of displacement is predominant. Velocities were determined within the moving window with duration of one year. The average value of the approach velocity is 52.3 mm/y.

## References

1. Gusev A.A., Shumilina L.S., 2004. Recurrence of Kamchatka strong earthquakes on a scale of moment magnitudes. *Fizika Zemli*, № 3, pp 34-42.
2. Gordeev E.I., Gusev A.A., Levin V.E., Bakhtiarov V.F., Pavlov V.M., Chebrov V.N., Kasahara M., 2001. Preliminary analysis of deformation at the Eurasia-Pacific-North America plate junction from GPS data. *Geophys. J. Int.*, V. 147, pp 189-198.
3. Левина В.И., Гусев А.А., Павлов В.М., Иванова Е.И., Левин В.Е., Рябинин Г.В. Хаткевич Ю.М., Гусева Е.М., Салтыков В.А., Зобин В.М. 2003. Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 года с  $M_w=7,8$ ,  $I_0=8$  (Камчатка). *Землетрясения Северной Евразии в 1997 году*, Обнинск, сс. 251-271
4. Levina V.I., Gusev A.A. , Pavlov V.M., Ivanova E.I., Levin V.E., Ryabinin U.M., Khatkevich U.M., Guseva E.M., Saltykov V.A., Zobin V.M., 2003. Kronotsky earthquake 5 Dec. 1997,  $M_w=7.8$ ,  $I_0=8$  (Kamchatka), *Earthquakes of North Eurasia in 1997 year*, Obninsk, pp. 251-271.

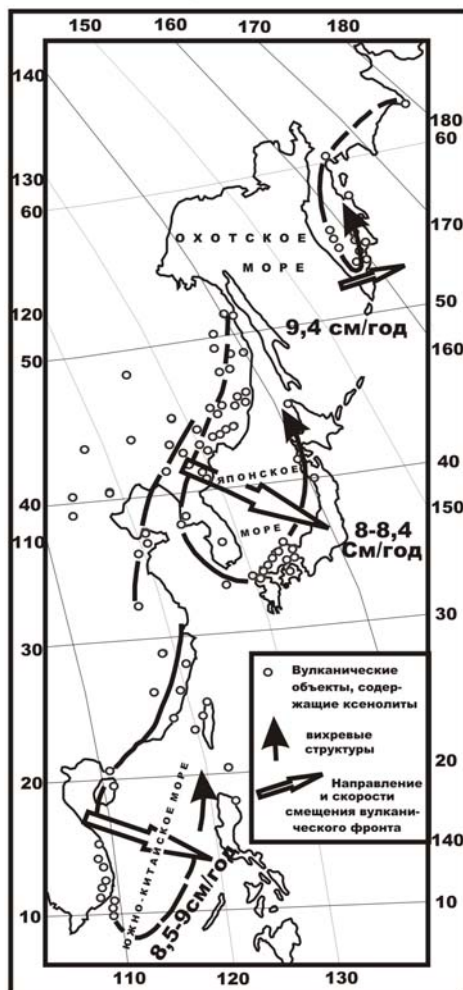
## ЭТЮДЫ ВИХРЕВОЙ КОНЦЕПЦИИ РАЗВИТИЯ ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ В КАЙНОЗОЕ

А.В. Колосков, Г.И. Аносов

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия*

Геологические материалы (Моссаковский и др., 1998) свидетельствуют о достаточно древнем (позднеюрском-раннемеловом) времени возникновения и относительно стабильном положении рассматриваемой переходной зоны. Наиболее изучен кайнозойский этап ее развития. Однако существующие модели образования этой зоны в рамках концепции тектоники литосферных плит вступают во все большее противоречие с имеющимися материалами по структуре геофизических полей (Аносов и др., 2004) и аномалиям теплового потока (Ильичев, Шевалдин, 1986). Проявления вулканизма внутриплитного типа в пределах островодужных систем также «не вписываются» в рамки этих моделей. Потребовалось даже введение специального термина «slab window», чтобы как-то объяснить это парадоксальное явление. В настоящем сообщении сделана попытка рассмотреть особенности современного строения Западно-Тихоокеанской переходной зоны с позиций вихревой геодинамики, которая выдвигается как альтернатива субдукционного механизма. В качестве индикаторных объектов для выделения вихревых структур были использованы проявления ксенолитсодержащих вулканитов, возраст которых в пределах рассматриваемой зоны колеблется от верхнего миоцена до современного. Анализ полученных материалов с учетом возрастной

**Рис.1 Позднекайнозойские вулканические объекты, содержащие ксенолиты, и контуры вихревых структур на Восточно-Азиатской окраине**



последовательности проявления вулканитов и направленности эволюции составов базальтоидов и ксенолитов, позволил получить картину, которую можно интерпретировать как проявление трех вихревых структур циклонического типа (рис.1).

Структуры эти имеют однотипное морфологическое и геологическое строение. Примечательно, что две из них оконтуривают окраинные моря (Японское и Южно-Китайское), для которых характерно наличие глубоководных впадин. Что касается третьей (Камчатской) структуры, то в ее пределах располагается Центрально-Камчатская депрессия, которая, возможно, имеет унаследованный (по отношению к верхнемеловому-палеогеновому окраинно-континентальному бассейну?) характер. Западная ветвь каждой структуры характеризуется широким развитием внутриплитного вулканизма (или близкого к нему для Камчатки), с которым ассоциируют ксенолиты шпинель-лерцолитового типа. Восточная ветвь – это проявление островодужных вулканитов, несущих иногда включения, характеризующиеся условиями оливин-плагноклазового равновесия. При этом, вдоль каждой вихревой структуры наблюдается постепенное изменение составов вулканических пород как по макро-, так и по микроэлементам, то есть ослабление внутриплитных и нарастание островодужных признаков. Используя известные возрастные датировки, удалось подсчитать средние скорости формирования этих структур (смещения

вулканического фронта). Как видно на рисунке, они соответствуют известным скоростям движения литосферных плит в рассматриваемом регионе, но имеют обратную направленность. В геодинамическом плане выделенные структуры имеют «астеносферные корни». Поэтому наблюдаемые закономерности могут быть рассмотрены в рамках концепции дифференциально вращающихся геосфер, между которыми располагается «смазочный слой» астеносферы (Бобряков и др., 1983; Кропоткин, Ефремов, 1992; Мясников, Фадеев, 1979). Гидродинамика этого слоя хорошо описывается теорией сферического подшипника (Лойцянский, 1955). Известно, что в метеорологии и океанологии эти приемы являются основными при анализе синоптических вихрей и вихревых течений.

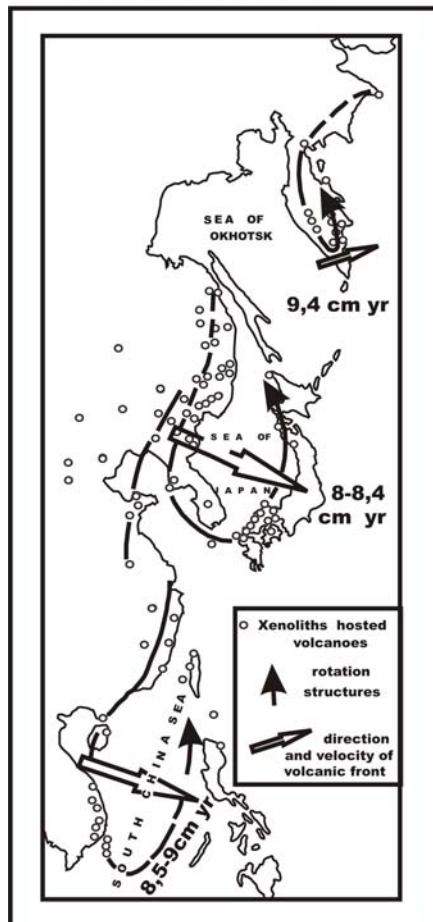
## ROTATIONAL CONCEPT FOR THE DEVELOPMENT OF THE WESTERN-PACIFIC TRANSITIONAL ZONE IN CENOZOIC

A.V. Koloskov, G.I. Anosov

*Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

The existing geological data (Mossakovsky et al., 1998) suggest a considerably ancient (Upper Jurassic-Early Cretaceous) time of origin and relatively stable position of the Western-Pacific transition zone. The Cenozoic stage of the zone's evolution is the best studied one. However, within the plate tectonics framework, present models of zone formation conflict with available data on geophysical field structures (Anosov et al., 2004) and heat flow anomalies (Ilyichev and Shevaldin, 1986). Manifestations of intra-platform volcanism within the boundary

**Fig. 1 Late Cenozoic xenoliths hosted volcanoes in the East-Asian margin and rotation structures**



of insular-arc systems also do not agree within the framework of existing models. It has been necessary to introduce a new term, «slab window», in order to explain this paradoxical phenomenon. In the present compilation, authors make an attempt to explain number of characteristic features of the Western-Pacific transition zone based on a rotational geodynamics concept. Xenolith-hosting volcanites of Upper Miocene to present age were used as indicators for detection of rotational structures. The temporal succession of volcanic rocks combined with observed spatial patterns of basalt and xenolith compositions could be explained by presence of three rotational structures of cyclonic type (Figure 1). These structures have similar morphological and geological compositions. It is noteworthy that two of them delineate the marginal seas (the Sea of Japan and the South Chinese Sea) where abyssal basins are typical. The third, the Central-Kamchatskaya depression is part of the Kamchatkan structure and has inherited characteristics of Upper Cretaceous-Paleogene continental margin basin. The western branch of each structure is characterized by wide development of intra-platform volcanism (or «sub intra-platform volcanism» for Kamchatka) with associated xenoliths of the spinel-lherzolite type. The eastern branch presents manifestation of insular-arc volcanites occasionally hosting xenoliths characterized by conditions of olivine-plagioclase equilibrium. Gradual alteration of volcanic rock compositions in macro- as well as microelements is observed along each rotational structure. That means slackening of intra-platform features and increase



of insular-arc ones. By using known age determinations, it was possible to calculate average formation time of these structures as a displacement of volcanic front. As one can see in the figure, the movement corresponds to the known speeds of lithospheric plate in the region but with opposite direction. As to the geodynamic aspect, the studied structures have «asthenospheric roots». Therefore, the observed regularities can be considered within the framework of differentially rotating geospheres between which a «lubricating layer» of asthenosphere is located (Bobryakov et al., 1983; Kropotkin, Efremov, 1992; Myasnikov, Fadeev, 1979). The hydrodynamics of this layer can be described well by the theory of a spherical bearing (Loitsyanskiy, 1955). It is known that in meteorology and oceanology, these methods are used for analysing synoptic vortexes and rotational currents.

## **SUBDUCTION-ZONE BEHAVIOR BACKED OUT OF TSUNAMI DEPOSITS, KAMCHATKA, FAR EASTERN RUSSIA**

**Joanne Bourgeois<sup>1</sup>, Vasily Titov<sup>2</sup>, Tanya Pinegina<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Earth & Space Sciences, Univ. of Washington. Seattle, WA, USA.*

*E-mail: [jbourgeo@u.washington.edu](mailto:jbourgeo@u.washington.edu)*

<sup>2</sup>*JISAO (UW)-PMEL (NOAA), Seattle, Washington. USA.*

*E-mail: [Vasily.Titov@noaa.gov](mailto:Vasily.Titov@noaa.gov)*

<sup>3</sup>*Institute of Volcanology & Seismology, Petropavlovsk-Kamchatskiy, Russia.*

*E-mail: [pinegtk@kcs.iks.ru](mailto:pinegtk@kcs.iks.ru)*

For nearly ten years on Kamchatka, our team of geoscientists has been collecting data on tsunami deposits, both historical and pre-historical. Abundant Holocene tephra on Kamchatka permit constraints on the timing of both historical and prehistoric tsunamis, which we take as proxies for subduction-zone earthquakes. Millennial-scale histories are one goal of these studies (e.g., Pinegina and Bourgeois, 2003; Pinegina et al., 2003a&b). Another goal is enhanced investigation of historical tsunamis (as catalogued by Zayakin and Luchinina, 1987; plus 1997 Krontoskoye), both to generate benchmarks for older tsunami deposits, and also, as shown below, to elucidate earthquake-tsunami linkages during these remote, recent events.

### *1969 Ozernoi earthquake and tsunami*

On 22 November 1969, 23:09:35 GMT (locally midday, 23 November), an earthquake jolted the Ozernoi Peninsula, with local shaking of 7-8 MM (Fedotov and Gusev, 1973). The epicenter was located at 57.8°N, 163.6°E, just off the Ozernoi Peninsula. Fedotov and Gusev (1973) interpreted this earthquake as an oblique slip event with a significant component of left strike slip, but as early as 1975, it had been reinterpreted as a thrust fault (Cormier, 1975), based on data from global and Canadian seismograph networks. Using body waveform analysis, Daughton (1990) also found a thrust fault-plane solution, striking N50°-80°E and dipping 5°-10°NW, and assigned a moment magnitude of 7.8. Various magnitude for this earthquake have been published (7.3-7.8); a tsunami magnitude  $M_t=7.7$  based on the tsunami height at Hawaii is consistent with a moment magnitude of 7.7-7.8.

The 1969 Ozernoi earthquake was followed by a tsunami with local runup reported to be 5-7 m from the village of Ivashka south around the Ozernoi Peninsula to the Ozernaya River, and a local maximum of 10-15 m south of Cape Ozernoi (Olkhovaya River) (Zayakin, 1981). Runup was 1-3 m north to Lavrova Bay and southeast to Bering Island, and the tsunami was recorded on tide gages in the town of Ust'-Kamchatsk and faintly in Petropavlovsk-Kamchatskiy. Based on the presence of tsunami deposits above the 1964 Shiveluch tephra or the 1956 Bezymianni tephra, we have expanded the runup catalogue for this event to all our field sites in the southwest Bering Sea. Moreover, we have evidence of post-1956 subsidence at the northern and southern extremes of the Ozernoi Peninsula, which we interpret to be co-seismic with 1969 event. Using these data and the tide gage record, a fault-plane solution was reconstructed that can generate this tsunami, with 4 m of offset, or about 3.5-m shortening using the Daughton solution..

Based on the record of pre-historic tsunami deposits, the recurrence interval for 1969-like events is on the order of 100-200 years (Bourgeois, Pinegina and others, in prep., various sites). If we take the maximum of 200 years, and if we use a 4-m shortening for 1969, the «Bering Block» would be moving at a rate of 15-20 mm/y toward Kamchatka, about half the rate of the Komandorsky Island Block (McElfresh et al., 2002; Gordeev et al., 2001). The significance of these findings is further discussed in Pedoja et al., this meeting.

#### *1997 Kronotskoye earthquake and tsunami*

The 1997 Kronotskoye earthquake (Mw 7.8; see Gordeev et al., 2001 for recent summary and references) occurred near midnight in early December, and the ensuing local tsunami was not observed along the remote Kamchatka coast. Local tide gage records for the tsunami were incomplete, and a brief post-tsunami survey found evidence of only about 2 m runup on Kronotsky Cape, the northern limit of the survey. A summer 2000 field survey for tsunami deposits north of Kronotsky Cape uncovered unexpected tsunami deposits, most likely from 1997, indicating runup as high as 4-8 m between Big Chazhma and Andrianovka rivers in south Kamchatskiy Bay. Subsequent location and interview of an eyewitness confirmed some effects of the tsunami. Using field observations and topographic profiles, we have modeled local tsunami runup using three different tsunami-source configurations. Only a segmented double rupture (consistent with seismicity) can explain low runup on Kronotsky Cape (and south), with high runup to the north. Modeled runup is also consistent with variations in tsunami-deposit distribution along 100 km of coastline. This joint geological-modeling effort is the first time tsunami deposits have been used to modify our understanding of a recent historical earthquake and tsunami.

#### Refernces

1. Cormier, V.F., 1975. Tectonics near junction of Aluetian and Kuril-Kamchatka arcs and a mechanism for middle Tertiary magnetism in Kamchatka Basin. *Geological Society of America Bulletin* 86 (4), 443-453.
2. Daughton, T.M., 1990. Focal mechanism of the 22 November 1969 Kamchatka earthquake from teleseismic waveform analysis. *Keck Research Symposium in Geology* 3; 128-131.
3. Fedotov, S.A., Gusev, A.A., 1973. Ozernoi Earthquake and Tsunami 22 (23) november 1969. *Earthquakes in the USSR in 1969*, Nauka, 195-208. (In Russian)
4. Gordeev, E.I., Gusev, A.A., Levin, V.E., Bakhtiarov, V.F., Pavlov, V.M., Chebrov, V.N., Kasahara, M., 2001. Preliminary analysis of deformation at the Eurasia-Pacific-north America plate junction from GPS data. *Geophys. J. Int.* 147, 189-198.
5. M.C. Elfresh, S. B.Z., Harbert, W., Ku, C.-Y., Lin, J.-S., 2002. Stress modeling of tectonic blocks at Cape Kamchatka, Russia using principal stress proxies from high-resolution SAR: new evidence for the Komandorskiy Block. *Tectonophysics* 354, 239-256.
6. Pinegina, T.K., and Bourgeois, J., 2001. Historical and paleo-tsunami deposits on Kamchatka, Russia: long-term chronologies and long-distance correlations: *Natural Hazards and Earth Systems Sciences*, v.1: 177-185.
7. Pinegina, T.K., Bourgeois, J., Bazanova, L.I., Melekestsev, I.V., and Braitseva, O.A., 2003a: A millennial-scale record of Holocene tsunamis on the Kronotsky Bay coast, Kamchatka, Russia: *Quaternary Res.*, 59: 36-47.
8. Pinegina, T.K., Bourgeois, J., Bazanova, L.I., Braitseva, O.A., Egorov, Y.O., 2003b. Tsunami Deposits and Analysis of Tsunami Risk at Khalaktyrka Beach, Region of Petropavlovsk-Kamchatsky, Pacific Coast of Kamchatka, Russia: *Proc. of International Workshop, Moscow*, p. 122-131.
9. Zayakin, Y.A., 1981. The tsunami of 23 November 1969 at Kamchatka Peninsula and features of its origin: (in Russian, English abstr.). *Meteorologiya i Gidrologiya* 12, p. 77-83.
10. Zayakin, Y.A. and Luchinina, A.A., 1987. Catalogue of tsunamis on Kamchatka (Russian) Vniigmi-Mtsd, Obninsk, Russia, 50p.

## SEISMOTECTONIC PATTERN, SOURCE REGION OF VOLCANISM AND ONSET OF A NEW SUBDUCTION CYCLE IN THE KURILE ISLANDS AND ALEUTIAN ISLANDS REGION

Aleš Špičák, Václav Hanuš, Jiří Vaněk

*Geophysical Institute of the Academy of Sciences of the Czech Republic  
Boční II/1401, 141 31 Praha 4. E-mail als@ig.cas.cz*

The seismotectonic pattern in the Aleutian Arc and in the Kurile Islands in relation to the distribution of active calc-alkaline volcanoes and to the position of the plate boundary (see also Hanuš and Vaněk, 1984) was studied using global seismological data. Hypocentral determinations of the International Seismological Centre from the period 1964-2002 (Regional Catalogue of Earthquakes), as relocated by Engdahl et al. (1998), and Harvard Centroid Moment Tensor Solutions from the period 1976-2003, were used. The following phenomena, which could assist the location of the source region of primary magma for island arc calc-alkaline volcanism (Špičák et al., 2002, 2004) and contribute to answering the problem of cyclicity of subduction (Hanuš and Vaněk, 1991), were observed: (1) An aseismic gap without any strong teleseismically recorded earthquakes was found in the Wadati-Benioff zone of the subducting slab along the whole investigated region of the Aleutian Arc and Kuriles, forming a continuous strip of laterally variable depth and shape, at depths between 100 and 200 km (Fig.1). The

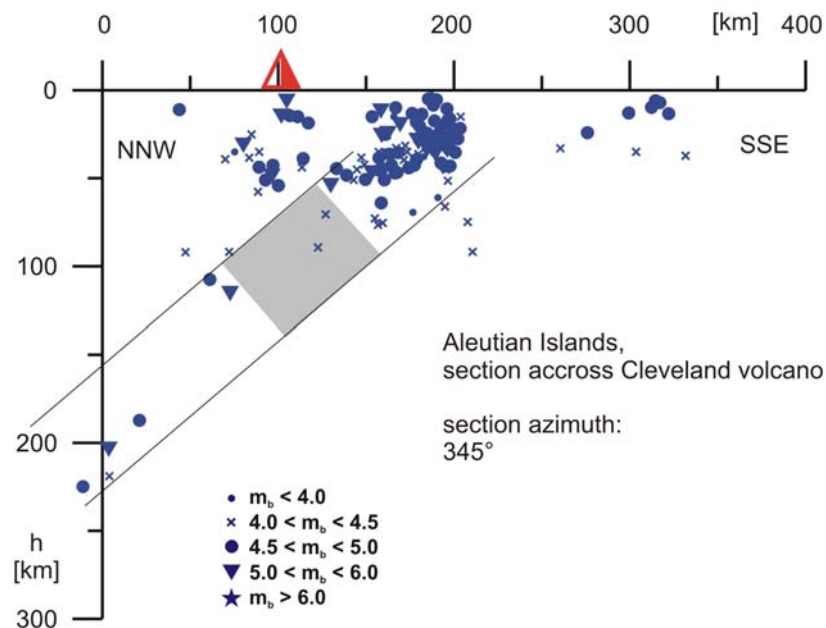


Fig.1. Distribution of earthquakes beneath Cleveland volcano (symbols of earthquakes according to ISC magnitude – see inset). Vertical cross-section perpendicular to the trench gives the depth distribution of earthquake foci in relation to the position of the trench;  $h$  is depth, Wadati-Benioff zone is denoted by parallel lines; intermediate-depth aseismic gap is shaded

absence of strong earthquakes (with  $m_b > 4.0$ ) indicates a significant change in the mechanical properties of the subducting slab at intermediate depths. All active calc-alkaline volcanoes in the investigated regions are located above this gap. (2) Clusters of earthquakes were found beneath some of the active volcanoes (e.g. Korovin, Cleveland, Makushin) of the investigated regions in the lithospheric wedge above the slab and identified as seismically active columns (Fig.1). These clusters occur only beneath the volcanoes that are located at the outcrops of seismically active fracture zones. We interpret the earthquakes in these clusters beneath volcanoes as events induced by magma transport through the medium of the lithospheric wedge that has been subcritically pre-stressed by the process of plate convergence. (3) No seismically active columns were observed beneath volcanoes that are not located at the outcrop of any seismically active

fracture zone. (4) Earthquakes delineated parallel to the trench in the distance 100-200 km from the outcrop of the Wadati-Benioff zone oceanwards (Fig.2) point to intensive fracturing of the oceanic plate possibly related to the beginning of a new subduction cycle.

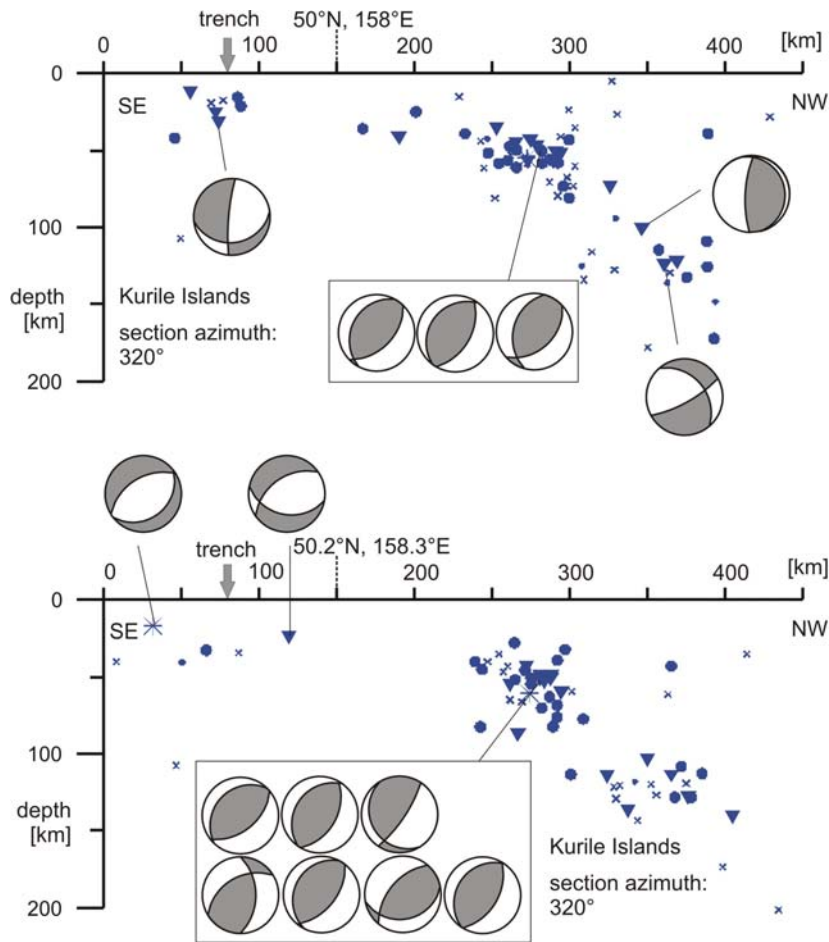


Fig.2. Distribution of earthquakes beneath the Kurile Islands (for symbols of earthquakes see Fig. 1) pointing to the existence of intensive seismicity in the distance of 100-150 km in front of the onset of the Wadati-Benioff zone

## References

1. Engdahl, E., R., van der Hilst, R., D. and Buland, R., 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determinations. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 88: 722-743.
2. Hanuš, V. and Vaněk, J., 1984. Earthquake distribution and volcanism in Kamchatka, Kurile Islands, and Hokkaido. Part 2: Central Kurile Islands. *Studia Geophys. et Geod.*, 28: 129-148.
3. Hanuš, V. and Vaněk, J., 1991: Paleoplates buried in the upper mantle and the cyclic character of subduction. *J. Geodynamics*, 13: 29-45.
4. Regional Catalogue of Earthquakes (1964-1999). International Seismological Centre, Edinburgh and Newbury.
5. Špičák, A., Hanuš, V., Vaněk, J., 2002. Seismic activity around and under Krakatau volcano, Sunda Arc: constraints to the source region of island arc volcanics. *Studia Geophysica et Geodaetica* 46, 545-565.
6. Špičák, A., Hanuš, V., Vaněk, J., 2004. Seismicity pattern: an indicator of source region of volcanism at convergent plate margins. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 141, 303-326.

**THE 2003 TOKACHI-OKI EARTHQUAKE, OFF SOUTHEASTERN HOKKAIDO, JAPAN: SEISMIC ACTIVITIES FROM THE FORMER 1952 TOKACHI-OKI EARTHQUAKE, FORESHOCK, MAINSHOCK, AFTERSHOCKS, AND TRIGGERED EARTHQUAKES**

**Minoru Kasahara and Hiroaki Takahashi**

*Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University, Sapporo, Japan*

The Tokachi-oki earthquake (M8.0) occurred on September 26, 2003 (JST) off southeastern Hokkaido, Japan. We investigate the seismic activity before and after the mainshock using hypocenter catalogues produced by Japan Meteorological Agency and Hokkaido University. A decline of seismic activity and a seismic gap in the asperity of the 2003 earthquake had been clearly recognized from the early 1990's to just the mainshock faulting. Similar low seismicity had been observed before the former 1952 Tokachi-oki earthquake (M8.0). These facts may reflect that the plate boundary fixed loosely has become tight coupling during one seismic cycle. A relatively low seismicity patch during the interseismic phase corresponds to the 2003 asperity. This suggests that interseismic seismic activity is strongly controlled by existence of the asperity. The aftershock region of the 2003 earthquake is approximately 160km by 160km, which is slightly smaller than that of the 1952 earthquake. This feature is in good agreement with the slip distributions of the 1952 and 2003 earthquakes estimated from tsunami waveform inversions. Large aftershocks are located out of the asperity, which may reflect the stress status in and around the asperity. Remarkable triggered seismic activity has begun just after the mainshock along the volcanic front in the eastern Hokkaido.

**ВНЕСУБДУКЦИОННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ КАМЧАТКИ: ПЕРВЫЕ ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ**

**А.И. Кожурин<sup>1</sup>, В.В. Пономарева<sup>2</sup>, И.В. Мелекесцев<sup>2</sup>, V. Acocella<sup>3</sup>, F.M. Lagmay<sup>4</sup>, D. Rust<sup>5</sup>, A. Tibaldi<sup>6</sup>, A. Tunesi<sup>6</sup>, C. Corazzato<sup>6</sup>, A. Rovida<sup>6</sup>, A. Tengonciang<sup>4</sup>, H. Uy<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>*Геологический институт РАН, Москва, Россия*

<sup>2</sup>*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия*

<sup>3</sup>*University of Rome III, Rome, Italy*

<sup>4</sup>*National Institute of Geological Sciences, University of the Philippines*

<sup>5</sup>*Department of Geography and Earth Sciences, Brunel University, United Kingdom*

<sup>6</sup>*Department of Geological Sciences and Geotechnologies, University of Milan-Bicocca, Milan, Italy*

Современная сейсмичность Камчатки связана, главным образом, с зоной субдукции. Коровые землетрясения в пределах полуострова вне зоны субдукции относительно малочисленны и не образуют отчетливых сочетаний, которые можно было бы связать с конкретными молодыми структурами. Вместе с тем, на Камчатке существует значительное количество разломов, смещающих элементы рельефа, то есть, активных, подвижки по которым могут породить сильные землетрясения. Основная активная разломная структура полуострова – Восточно-Камчатская зона разломов, разделяющая поднятие Восточных Хребтов и Центрально-Камчатскую депрессию (см. рис.). Зона состоит из множества, более сотни, отдельных разрывов в основном сбросо-правосдвиговой кинематики. Как правило, относительно опущены западные крылья. Длина большинства разрывов колеблется около значения в 25-30 км, что соответствует (Wells and Coppersmith, 1994) землетрясениям с примерно M=6.5-7.





To evaluate paleoseismological parameters of these faults we dug a trench, the first in the Kamchatka Peninsula, across one of subsidiary faults of the major Kumroch fault, which is the northern segment of the East Kamchatka fault zone.

The NE-striking fault we trenched makes a surface northwest-facing scarp up to first meters in the within the Bol'shaya Khapitsa River valley and north of it. On the highest river terrace, this is a single 3.3 m scarp. On the younger terrace, the scarp bifurcates into two lower scarps, their total height remaining roughly the same 3.1-3.2 m. On the youngest of the faulted terraces, the scarp reaches 0.8-0.9 m.

Two main units composing the unvailed section are unevenly sized semi- to well-rounded gravel and soil-and-ash sequence (soil-pyroclastic cover) above. Most distinct evidences of multiple movements on the fault are irregular step-like morphology of the gravel surface and the occurrence of both coarse and finer colluvial material within the soil-pyroclastic cover. Dating the paleoseismic events we relied on the ages of ash layers that provide altogether a perfect system of isochrons. In all, we distinguish five faulting events, which occurred about 10.5 Ka, 6 Ka, 4.5 Ka and 3.2-3.3 Ka years BP. Since the Kizimen ca. 3100 cal. yr BP ashfall the fault has not moved again. The vertical (normal) amplitude of an individual faulting event is about 0.7 to 1 m.

An unusual feature of the fault seismic evolution is a succession of two seismic events, roughly of the same magnitude, that took place one after another within a period of about 200 years about 3.2-3.3 thousand of calibrated years back.

Data we obtained show that assessment of seismic potential of crustal active fault must be a part of long-term evaluation of seismic hazard in Kamchatka.

## СТРУКТУРА СКОРОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ И ИХ ВЗАИМОСВЯЗЬ С ГЕОДИНАМИКОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ (КАМЧАТКА)

**И.В. Низкоус<sup>1</sup>, Э. Кисслинг<sup>2</sup>, Л.И. Гонтовая<sup>3</sup>, В.И. Левина<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> *Институт динамики геосферы РАН, Россия*

<sup>2</sup> *Институт Геофизики, Цюрих, Швейцария*

<sup>3</sup> *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Россия*

<sup>4</sup> *Опытно-Методическая сейсмологическая партия ГС РАН, Россия*

В последние годы наиболее перспективным, экономичным и широко используемым методом изучения глубинного строения земной коры и мантии является томографическая реконструкция скоростной структуры по кинематическим данным волн землетрясений. Высокий уровень сейсмичности Камчатки предоставляет для этой цели уникальную информацию, необходимый объем которой содержит в себе каталог камчатских землетрясений ОМСП ГС РАН. На Камчатке использовались различные подходы и методы решения сейсмотомографической задачи. Здесь представляются результаты восстановления скоростной модели литосферы-астеносферы (до глубины ~ 200 км) методом высокоточной томографии, которые реализованы в пакете программ VELEST (E. Kissling et al). VELEST обладает рядом преимуществ, в частности позволяет решать совместную задачу для модели и гипоцентров, использовать станционные задержки, совместно рассчитывать модели по P и S волнам, а также в процессе счета оценивать «вклад» каждой волновой фазы от каждого события в общую ошибку решения.

Для реконструкции трехмерной скоростной структуры нами использованы времена вступления P волн от 2386 землетрясений за период 1986-2001гг. Определена одномерная скоростная модель, на основе которой пересчитаны координаты гипоцентров, падение среднеквадратичной невязки составило от 1.2 до 0.26 сек<sup>2</sup>. Построены карты скоростных аномалий для слоев земной коры и мантии, а также вертикальные разрезы вдоль сейсмофокальной зоны (СФЗ) в области выхода максимальной сейсмичности и вдоль вулканических поясов – Восточно-Камчатского и района Центрально-Камчатской



депрессии (ЦКД), а также вкост переходной зоны по широтам Мутновского, Авачинского, Карымского, Кроноцкого, Кизимена и Северной группы (Ключевской, Шивелуч) вулканов. Полученная скоростная структура позволила с большей степенью детальности по сравнению с более ранними результатами охарактеризовать глубинное строение региона. Установлены особенности скоростной расслоенности литосферы, в частности выделены слои верхней и нижней коры, границы верхней мантии и литосферы-астеносферы, геометрия и особенности строения слоя повышенной скорости, связанного с тихоокеанской литосферной плитой в зоне субдукции, включая область сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Получены данные о морфологии этих границ под различными тектоническими элементами камчатской переходной зоны, взаимосвязи вулканического пояса с «астеносферным клином», мощность которого изменяется с юга на север вдоль Камчатской островной дуги; в районе Кроноцкого полуострова «клин» практически исчезает. Здесь отмечается резкое изменение угла падения под континент «высокоскоростной плиты» (от ~50 на юге до 25 и менее градусов на севере СФЗ в области трансформного сочленения Камчатской и Алеутской островных дуг), что нашло отображение в сдвиговой зоне - Кроноцко-Крутогоровском разломе (по Супруненко и др.), корни которого расположены в низах литосферы. В Камчатском заливе по конфигурации скоростных аномалий установлена картина «стыка» высокоскоростных плит – южной, более крутонаклоненной («холодной» по Селиверстову Н.И. и др.) под континент и практически пологой северной («прогретой»); к этой зоне приурочена серия землетрясений. Установлены значительные отличия скоростной структуры литосферы под вулканическими поясами – Восточно-Камчатским и Северной группой в районе ЦКД. Источник глубинного магмопитания первых, вероятно, можно увязывать с астеносферным клином в континентальном блоке, вторые – связаны с механизмом взаимодействия литосферных плит в области сочленения островных дуг и, возможно, имеют еще более глубокие корни в мантии.

## **STRUCTURE OF LITHOSPHERE VELOCITY HETEROGENEITIES IN KAMCHATKA AND THEIR RELATION WITH SUBDUCTION PROCESSES**

**I. Nizkous<sup>1</sup>, E. Kissling<sup>2</sup>, L. Gontovaya<sup>3</sup>, V. Levina<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Geospheres Dynamics RAS, Russia. E-mail: [irina\\_nizkous@hotmail.com](mailto:irina_nizkous@hotmail.com);*

<sup>2</sup>*Institute of Geophysics, Zurich, Switzerland. E-mail: [kissling@tomo.ig.erdw.ethz.ch](mailto:kissling@tomo.ig.erdw.ethz.ch);*

<sup>3</sup>*Institute of Volcanology and Seismology Far East Division RAS, Russia. E-mail: [lecy@emsd.iks.ru](mailto:lecy@emsd.iks.ru);*

<sup>4</sup>*EMSD GS RAS, Russia*

As a result of past years developments, the method of tomographic reconstruction of subsurface velocity structure based on earthquake data became the most efficient and widely used approach for deep Earth's crust and mantle structure investigation. High volcanic and seismic activity of Kamchatka region provides both research targets and information for seismic tomography and all the necessary seismic information can be found in catalogues of Kamchatka EMSD GS RAS. Limitation of previous tomographic studies primarily resulted from data quality and, in particular, from problems in data consistency.

Here we first present results of a Minimum 1D lithosphere-asthenosphere velocity model (up to about 200 km depth) that serves for uniform high precision earthquake location and as initial reference model for 3D tomography. The model is calculated with program VELEST that has a number of advantages, in particular, the program iteratively solves the coupled hypocenter-velocity model problem for P and S waves to derive 1D velocity models with station delays and hypocenter locations including detailed information about each observation and its contribution

to overall solution error estimates. During this 1D joint inversion process, average root mean square residuals decrease from  $1.2 \text{ s}^2$  to  $0.26 \text{ s}^2$ .

For three-dimensional velocity structure calculation we used P arrival times from 2386 local earthquakes from the period 1986-2001 that were relocated with the Minimum 1D model. Results of 3D tomographic inversions are presented in the form of horizontal depth sections of crust and upper mantle and vertical profiles along seismic focal zone (SFZ) in the area of maximum seismicity and along volcanic belts – East-Kamchatka and Central Kamchatka Depression (CKD), as well as vertical profiles across transition zone at the latitudes of the volcanoes Mutnovskiy, Avachinsky, Karymskiy, Kronotskiy, Kizimen, and Northern Volcanoes Group (Klyuchevskoi, Shiveluch). All the profiles show relative velocity change in percents. In comparison with earlier studies, our results provide a more detailed image of the deep structure of Kamchatka by illuminating upper and lower crustal layers, upper mantle and asthenosphere-lithosphere boundary, 3D geometry and internal structural features of high velocity layer corresponding to subducting Pacific plate in the Kurilo-Kamchatkan and Aleutian arc junction area. We may further infer geometries of the boundaries beneath different tectonic elements in Kamchatka transition zone, correlation of volcanic belt position with deep crustal velocity anomalies, and existence of ‘asthenospheric wedge’. The thickness of this wedge varies from south to north along Kamchatka islands arc and in the region of Kronotskiy peninsula this ‘wedge’ practically disappears. In addition we note an abrupt change in the dip of the high-velocity slab (from about 50 degrees in the south to less than 25 degrees north of SFZ in the area of transform junction of Kamchatka and Aleutian arcs) that seems to correspond with the shear zone – Kronotsk-Krutogorovsk fault (Suprunenko et al), which roots are placed in deep lithosphere.

Finally, new tomographic results document significant differences in lithosphere velocity structure beneath two volcanic belts – East Kamchatka and Northern Group in the CKD area. Our images suggest a magma source of the former volcanoes possibly related to asthenospheric wedge while for the latter a mechanism of lithospheric plates interconnection in the island arcs junction area seems more plausible.

## SILENT EARTHQUAKES AND THE POPOCATEPETL VOLCANO UNREST

**Vladimir Kostoglodov<sup>1</sup>, M. Carlos<sup>1</sup>, Valdés González<sup>1</sup>, Luis Quintanar<sup>1</sup>,  
Kristine M. Larson<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., México*

<sup>2</sup> *Department of Aerospace Engineering Science, University of Colorado, Boulder, Colorado, USA*

Several slow aseismic slip events have been observed in the Mexican subduction zone in Guerrero and Oaxaca states from global positioning system (GPS), precise leveling, and tide gauge records. These events, also called «silent» earthquakes, have equivalent magnitudes  $M_w$  of  $>7$  and their duration is of 4-6 months.

Two «silent earthquakes» in 1997-1998 [Lowry et al., 2001] and 2001-2002 [Kostoglodov et al., 2002] produced also a noticeable displacement on the Popocatepetl (POPO) volcano (Figure 1), which is located ~400 km from the Middle America trench. Seismic and geodetic monitoring of the volcano was carried out all along its last unrest period since 1994.

Albeit the Popocatepetl activity was relatively lower during the time spans of the slow aseismic events (Figure 2), these observations are very limited for a definite correlation. Slow subduction transients of equivalent magnitude of 6.5-7.5 are about 10 times more frequent than large subduction thrust earthquakes in Mexico. This gives us some chance in revealing a possible interaction between the aseismic slip events and volcanic activity.

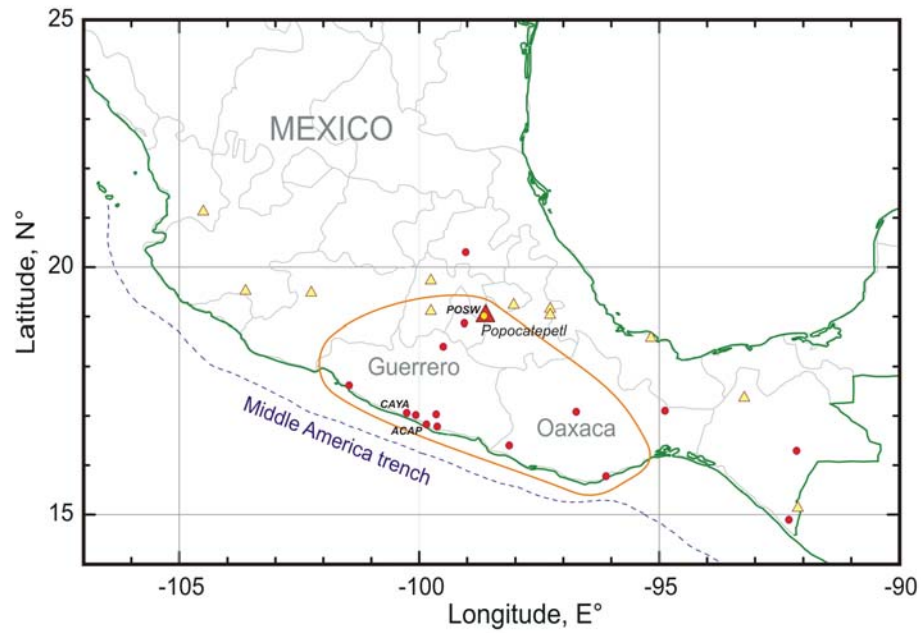


Fig.1. Tectonic setting of the Mexican subduction zone. Triangles show locations of the historic and active volcanoes. A closed curve comprise an area where a notable surface crust displacement have been observed during the slow aseismic slip events in 1998-1999 and 2001-2002. Circles are positions of the GPS permanent stations

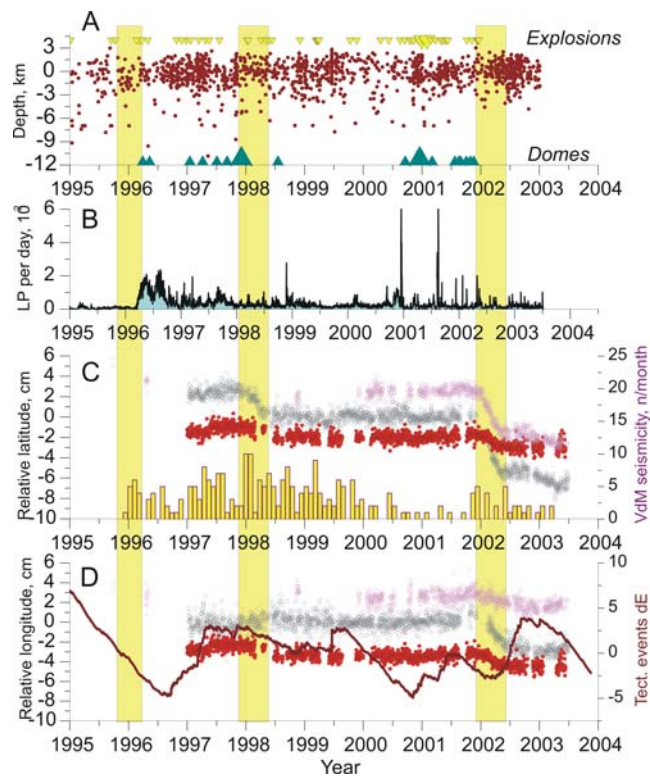


Fig.2. Aseismic slow slip events (vertical yellow bars) and different parameters of the Popocatepetl volcano monitoring. A – Depth-Time plot of the seismicity below the volcano. Inverted triangles on the top indicate the time of the volcanic explosions, and the triangles on the bottom – the crater domes growth. The size of the triangles is proportional to the corresponding effect. B – Number of long-period volcanic tremors per day. C – Relative latitude (NS component) of GPS stations at the POPO (red), CAYA (grey) and ACAP (light magenta) stations. A histogram shows a time distribution of seismicity in the Mexico Valley, which is located to the NE from the POPO. D – Relative longitudes (EW components) of GPS stations (colors association is the same as in C). Continuous dark red line is a variation of the seismic energy released by the tectonic events below the POPO

## References

1. Kostoglodov, V., K. Larson, S.K. Singh, A. Lowry, J.A. Santiago, S.I. Franco, and R. Bilham, A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *30(15)*, 1807, doi:10.1029/2003GL017219, 2003.
2. Lowry, A.R., K.M. Larson, V. Kostoglodov, R. Bilham, Transient slip on the subduction interface in Guerrero, southern Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 3753-3756, 2001.

**COSEISMIC AND SHORT TERM AFTERSLIP OF THE 2003 TOKACHI OKI  
EARTHQUAKE, INFERRED FROM KINEMATIC GPS ANALYSIS**

**Meilano Irwan<sup>1</sup>, Fumiaki Kimata<sup>1</sup>, Naoyuki Fujii<sup>1</sup>, Kazuro Hirahara<sup>2</sup>, Takeshi Sagiya<sup>1</sup>  
and Atsushi Yamagiwa<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> *Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation, Nagoya University, Japan*

<sup>2</sup> *Department of Earth and Planetary Science, Nagoya University, Japan*

<sup>3</sup> *Geodetic Observation Center, Geographical Survey Institute, Tsukuba, Japan.*

A megathrust earthquake of a magnitude 8.1 struck Hokkaido in North Japan at 4:50 on September 26, 2003 (JST). This earthquake occurred 80km southeastern off the Erimo Peninsula, on the surface of the subducting Pacific plate, and was named as the 2003 Tokachi-oki earthquake.

Co-seismic displacements up to 1m were reported immediately by GPS static analysis from the GPS Earth Observation Network (GEONET) of Geographical Survey Institute, Japan (GSI) (GSI, 2003). Based on GPS displacements and seismic waveforms, a 100 x 100 km fault is estimated to have slipped southeastward larger than 5 m along the interface between the Pacific plate and North American plate (GSI, 2003; Yamanaka and Kikuchi, 2003; Yagi, 2003).

We analyzed GPS data observed by GPS Earth Observation Network (GEONET) of the Geographical Survey Institute, Japan, associated with the 2003 MJMA8.1 Tokachi-oki earthquake, using 1-sec and 30-secs kinematic GPS analysis. The GPS stations are located 70-240 km away from the epicenter. GPS data clearly captured rapid co-seismic ground displacements. At a GPS station 70 km away from the epicenter, coseismic displacements started 15 seconds after the origin time, and after 40 seconds at the stations 240 km away. Observed displacement amplitude exceeded 20cm at GPS sites 240km away from the epicenter. Displacement amplitudes attenuate with time and distance from the epicenter, oscillating with periods of 40-60 seconds. We compared the 1-sec GPS data and displacement seismogram integrated from strong ground motion data, which showed fairly good agreements. In spite of careful screening of 1-sec GPS data during 30 minutes preceding the main shock, no significant pre-seismic deformation over 1cm in the horizontal components was recorded. 30 second sampling GPS data at 14 sites during 20 hours preceding the main shock did not show any significant pre-seismic deformation, either. These results indicate that pre-seismic strain change, if any, was smaller than  $0.5 - 1.0 \times 10^{-7}$  before the 2003 Tokachi-oki earthquake. Here we also report the transition behavior from short term high speed rupture to long term afterslip and clarify the existence of intervening slow fault movements with time scales only a few days.

**Key words:** 2003 Tokachi-oki Earthquake, kinematic GPS, coseismic deformation, short term afterslip deformation.

## TIME DEPENDENT MODEL OF HUGE DIKE INTRUSION AT THE 2000 MIYAKE-KOZU VOLCANIC EVENTS, BASED ON GROUND DEFORMATION BY GPS MEASUREMENTS

**Masayuki Murase and Fumiaki Kimata**

*Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Japan*

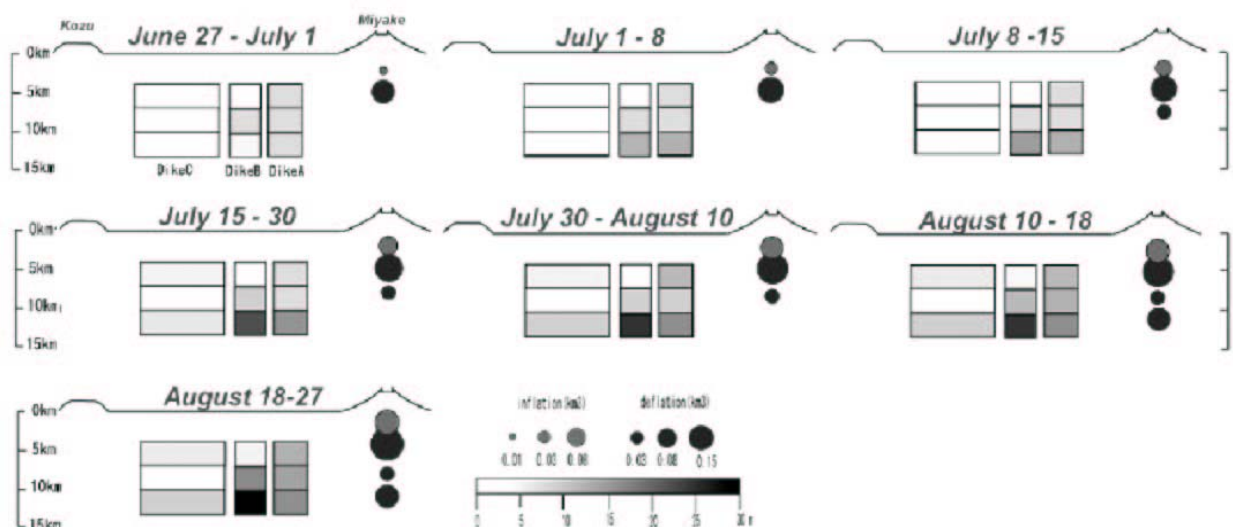
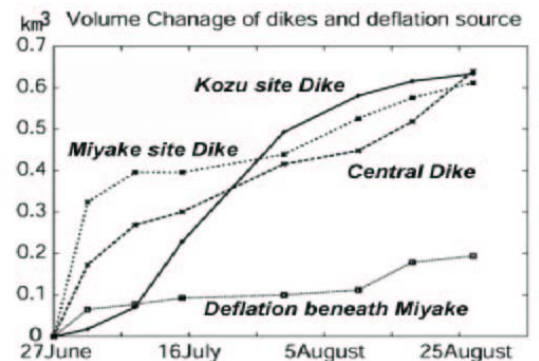
At the 2000 Miyakejima Volcano eruption, the most disastrous earthquake swarm on record was observed between Miyakejima and Kozujima Islands, which includes five earthquakes of magnitude 6. As the hypocenters of the earthquake swarm distribute linearly to the northwestward from Miyakejima and large ground deformation amounting to 50 cm is observed at Kozujima, some huge magma intrusion models are discussed (Ito and Yoshioka, 2002, Nishimura et al., 2002, Furuya et al., 2003, Ozawa and Miyazaki, 2004). We discuss the time dependent model of the huge dike intrusion associated with the 2000 Miyake-Kozu volcanic event, based on Ground deformation by GPS measurements.

We check the time series of GPS coordinates observed 24 sites at Miyakejima, Kozujima, Shikinejima, Nijima, Toshima and IZ Oshima by GSI, ERI of Tokyo Univ., NIED, HD of JCG, and Nagoya Univ, and remove the co-seismic dislocations by M6 earthquakes from the daily GPS solutions. Precise re-determined hypocenter distributions of the earthquake swarm (Sakai et al., 2003) suggest a multiple magma intrusions of three or four dikes. We assume complex dike intrusion model of three sheets. The locations of complex dike intrusion are estimated from the GPS measurements using Genetic Algorithm (GA). After then we divided the period from June 27 to August 27, 2000 to seven stages.

A volume of magma intrusion amounts to 1.5 km<sup>3</sup> totally for two months. From the result, it makes clear that a complex magma intrusion is not spatio-temporally. At first stage until July 8, opening is distinguished in the dikes near Miyakejima and center. After July 8, opening is increasing in the dike near Kozujima. The largest opening is recognized the lower part of central dike, which is deeper than 10 km beneath sea level.

We also estimate the deflation sources beneath Miyakejima, and it shows active in two periods, first stage of through July 8 and after August 8, which are correspond the caldera collapse on July 8 and largest eruption amounting to 15 km above on August 18.

We have a speculation that magma supplement of dike in Miyakejima-Kozujima is not only from Miyakejima but also deeper area.



## СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА КАМЧАТКЕ И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМИЧЕСКОЙ И ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТЬЮ

В.Е. Левин<sup>1</sup>, М.А. Магуськин<sup>2</sup>, В.Ф. Бахтиаров<sup>1</sup>, В.М. Павлов<sup>1</sup>, М.Т. Прилепин<sup>3</sup>,  
Н.Н. Титков<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия ГС РАН, 683006  
Петропавловск-Камчатский, Россия

<sup>2</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 683006 Петропавловск-  
Камчатский, Россия

<sup>3</sup> Институт Физики Земли РАН, Москва, Б. Грузинская 10, Россия

В 70-х годах XX века создана и развивается система геодезического мониторинга современных движений земной коры на Камчатке. В результате экспериментальных работ по изучению современных движений земной коры на Камчатке при использовании различных измерительных систем и приборов (нивелиров, светодальномеров, скважинных деформографов, GPS приемников) получены численные характеристики деформационных процессов. Зарегистрированные деформационные процессы связаны с такими геодинамическими природными явлениями, как землетрясения и извержения вулканов. На основе геодезических данных предложены математические модели этих явлений. Определены скорости СДЗК на Камчатском полуострове, обусловленные геодинамическими процессами, происходящими в зоне субдукции. Так, например, косейсмические деформации Кроноцкого субдукционного межплитового землетрясения 05.12.1997 Mw=7.8 хорошо согласуется с векторами, рассчитанными по дислокационной модели с использованием опубликованного Гарвардского СМТ решения (рис.1). Для события в Карымском вулканическом центре (землетрясение 1.1.1996, Ms=6.3 и одновременного извержения вулканов Карымский и Академия наук) представлена математическая модель деформационных источников, объясняющая данные геодезических измерений (рис.2,3).

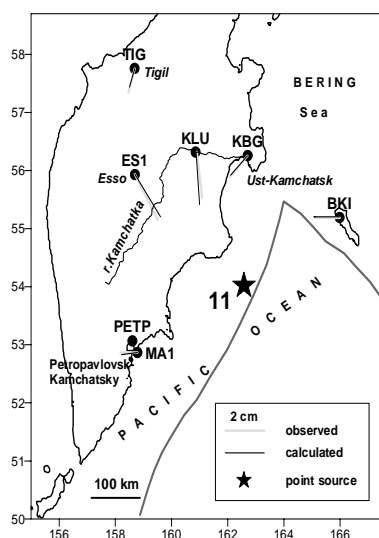


Рис.1 Сравнение наблюдаемых и рассчитанных горизонтальных векторов косейсмического скачка Кроноцкого 11 землетрясений 05.12.1997,  $M_w=7.8$ .

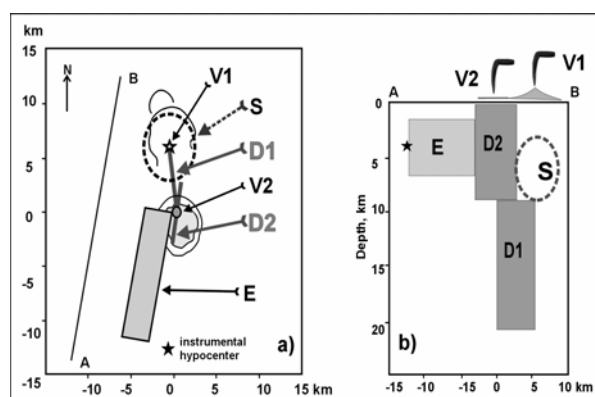


Рис.2 Модель деформационных источников на вулкане Карымский, связанных с подготовкой извержения 01.01.1996 года. а) – схема деформационных источников. б) – разрез по линии А-В; D1, D2 – дайки.; V1, V2 – центры извержений; S – сферический магматический очаг; E – статический очаг землетрясения.

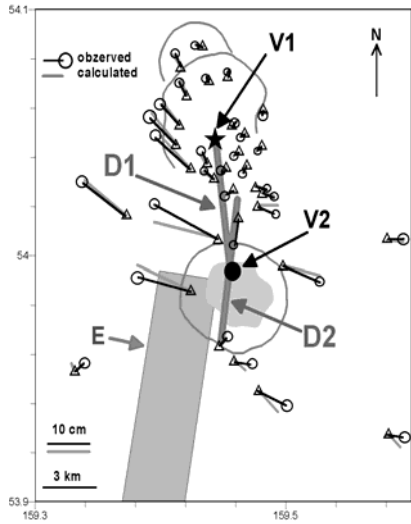


Рис.3 Результаты моделирования источников деформаций по геодезическим данным.

**RECENT CRUST MOVEMENTS AND THEIR RELATION TO THE SEISMIC AND VOLCANIC ACTIVITIES ON THE KAMCHATKA PENINSULA**

**V.Ye. Levin<sup>1</sup>, M.A. Maguskin<sup>2</sup>, V.F. Bakhtiarov<sup>1</sup>, V.M. Pavlov<sup>1</sup>, M.T. Prilepin<sup>3</sup>, N.N. Titkov<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Kamchatka Experimental and Methodical Seismological Department, Geophysical Service, Russian Academy of Sciences, 9 Piip av., Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, Russia. Ph. (7-415) 225-9152, Fax. (7-415) 225-9523.0 E-mail: [lev@emsd.iks.ru](mailto:lev@emsd.iks.ru)

<sup>2</sup> Institute of Volcanology and Seismology, Far East Division Russian Academy of Sciences, 9 Piip av., Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, Russia. Ph. (7-415) 225-9502

<sup>3</sup> Institute Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, B. Gruzinskaya 10, Russia

The monitoring system of the recent crust movements in Kamchatka has been developed since 70-s of the 20<sup>th</sup> century. The numerical characteristics of deformation processes were

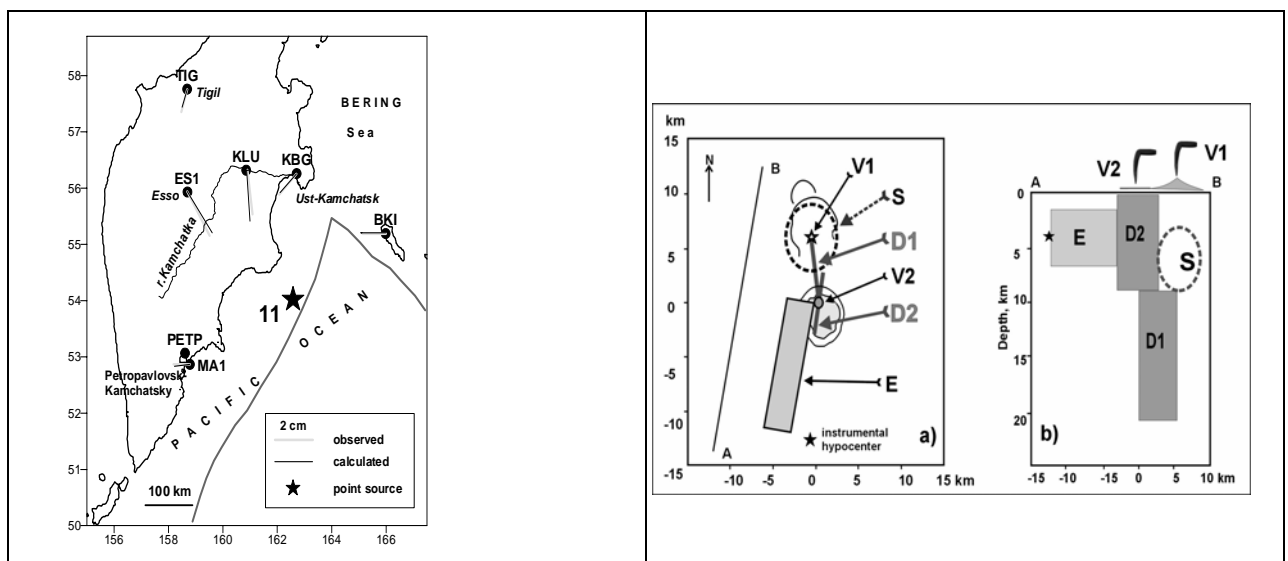


Fig.1 Comparison of the observed and calculated vectors of horizontal co-seismic jump from the Kronockoe 11 earthquake (12.05.1997,  $M_w=7.8$ )

Fig.2 Model of the Karymskiy volcano deformation sources, related to a preparation of the 01.01.1996 earthquake. a) – deformation sources; b) – crosssection along A-B line; D1,D2 – dikes; V1,V2 – eruption centers; S – spherical magmatic source; E – static source of earthquake.

obtained based on measurements using various instruments (e.g. leveling instruments, EDM, borehole strainmeters, GPS receivers). Measured deformations were found to be related to such processes as earthquakes and volcanic eruptions. Mathematical models for these processes have been developed on the basis of actual geodetic data. The results of the modeling agree with the results of observations. For example, the deformations coincident with the Kronotsky earthquake (05.12.1997,  $M_w=7.8$ ) are consistent with the vectors inferred using the dislocation model based on the published Harvard CMT solution (fig. 1). Similarly, the modeling of deformation sources explains the data of geodetic measurements for events in the Karymsky volcanic center (1.01.1996,  $M_s = 6.3$  and eruptions of Karymsky and Academy Nauk volcanoes) (fig.2, 3).

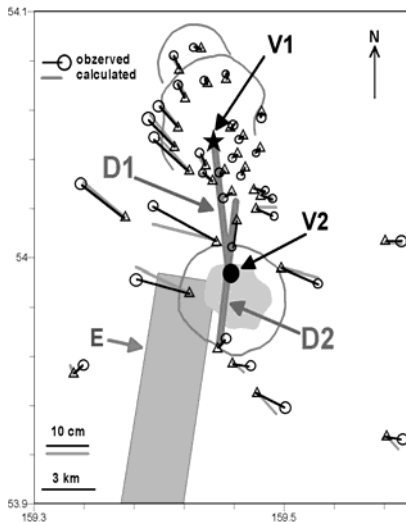


Fig.3 Results of the modeling of deformation sources based on geodetic data.

## IONOSPHERIC PERTURBATION BY THE SURFACE WAVE OF THE 2003 TOKACHI-OKI EARTHQUAKE ( $M_{JMA}=8.0$ ) DETECTED USING A DENSE GPS ARRAY

**Kosuke Heki**

*Division of Earth and Planetary Sciences, Hokkaido University, N10 W8 Kita-ku, Sapporo-city, Hokkaido 060-0810, Japan*

Global Positioning System (GPS) has been mainly used to study crustal movements associated with plate motions, earthquakes and volcanic activities. GPS also provides information on tropo- and ionospheric properties through the delays of the radio wave in propagation media, and has been used for meteorological and ionospheric researches. Here I report ionospheric perturbations possibly caused by the Rayleigh surface waves generated by the Tokachi-oki earthquake, Sep. 25, 2003.

The earthquake occurred off the Pacific coast of Hokkaido, as a typical interplate thrust earthquake between the North American and the Pacific Plates (Fig.1). Coseismic slip distribution of the earthquake has been derived by seismological [Yagi, 2004], tsunami [Tanioka *et al.*, 2004] and displacements of GPS sites [Ozawa *et al.*, in press].

Large earthquakes were reported to have caused disturbances in ionosphere that can be measured with GPS as the short-period changes in the total electron content (TEC), measured as the carrier phase differences between the L1 and L2 frequencies [Calais and Minster, 1995; Afraimovich *et al.*, 2001; Ducic *et al.*, 2003]. Fig.1 shows the ground traces of the sub-ionospheric points (SIP), the point that the line-of-sight vector between the satellite and the ground station penetrates the ionosphere. Here I selected SV24, and read phases from raw data files of the day 268 (September 25) obtained from the Geographical Survey Institute, and calculated the L1-L2 phase (unit: meter) differences and converted them to TEC. Then I looked



for signals with periods around 225 second, corresponding to the Airy phase of the Rayleigh wave, using a Mexican-hat wavelet.

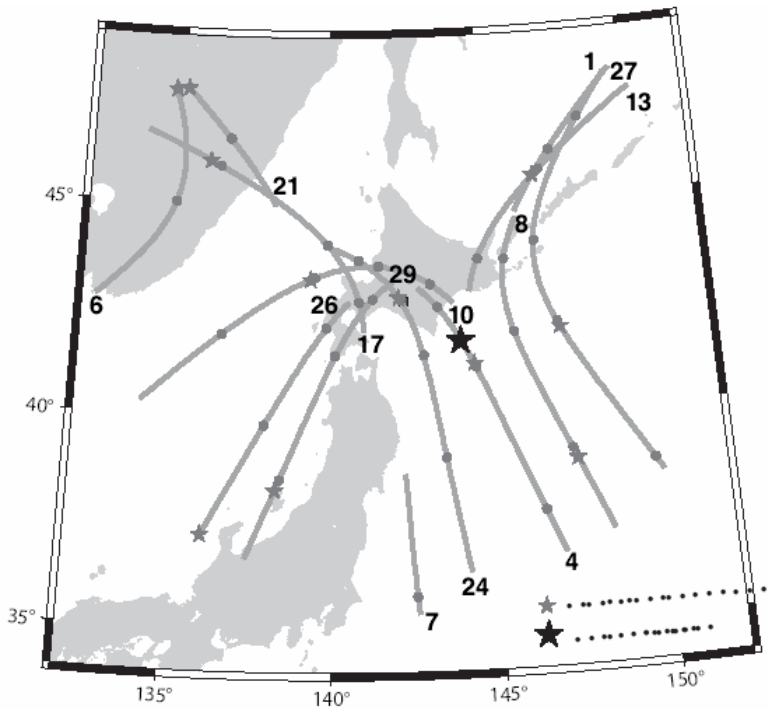


Fig.1. The epicenter of the 2003 Tokachi-oki earth-quake (black star). Surface traces of the sub-ionospheric point (SIP) of GPS satel-lites, viewed at a GPS station in central Hokkaido, are shown as gray curves(gray circles show starts of new hours). Small gray stars on the curves show SIP at the time of the earthquake (19:50 UT)

In Fig.2 are seen clear ionospheric disturbances ~13 minutes after the earthquake (time required for the acoustic wave to travel from the ground to ionosphere ~300 km high), which seems to propagate with the velocity of the Rayleigh wave (~ 3 km/sec). In this study I also discuss comparisons between signals of satellites over the land and oceanic area, and address the possibility of detecting tsunami signals in the ionosphere.

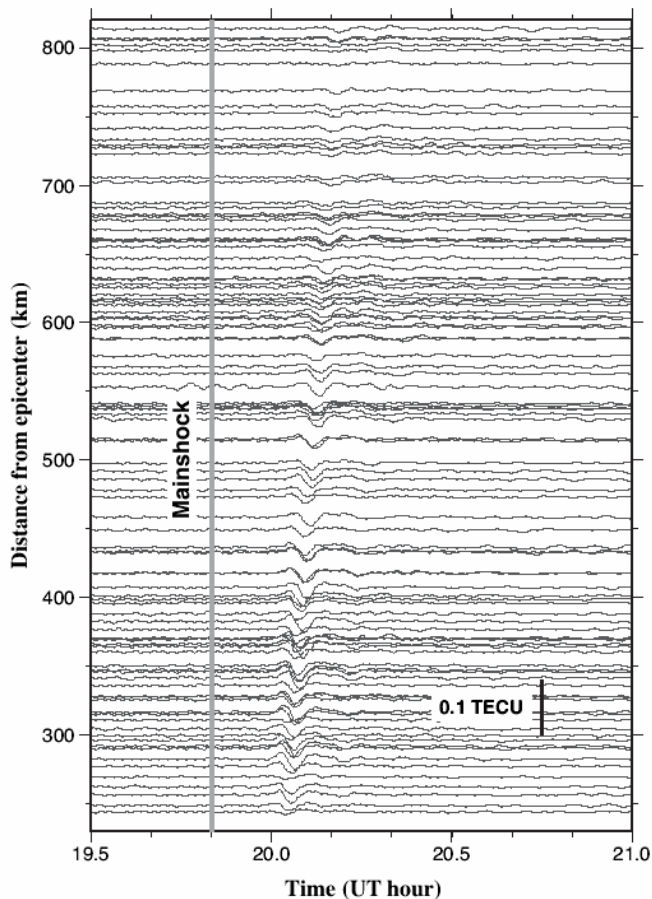


Fig.2. Components with a 225 second period in the L1-L2 phase differences of SV24 from 19.5 to 21.0 UT of the day 268 (September 25) at ~150 GPS stations, isolated by wavelet analyses. The vertical axis shows the distance between the epicenter and the SIP at the time of the wave arrival. Ionospheric disturbances are seen to arrive ~13 minutes after the main- shock with amplitudes of a few times 0.01 TECU Unit (1 TECUunit = 1016 el./m<sup>2</sup>), and to travel with a group velocity similar to the Rayleigh wave.

1. Afraimovich, E.L. et al., *Ann. Geophys.*, 19, 395-409, 2001.
2. Calais, E. and J. B. Minster, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1045-1048, 1995.
3. Ducic, V., et al., *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi:10.1029/2003GL017812, 2003.
4. Ozawa, S., et al., *Earth Planets Space*, in press.
5. Tanioka, Y. et al., *Earth Planets Space*, 56, 373-376, 2004.
6. Yagi, Y., *Planets Space*, 56, 311-316, 2004.

## ВУЛКАНИЗМ И СТРУКТУРА ЮГО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

**С.В. Попруженко<sup>1</sup>, С.Е. Апрельков<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Управление природных ресурсов и охраны окружающей среды МПР России по Камчатской области и Корякскому автономному округу. г.Петропавловск-Камчатский. Ул. Мишенная 106. Россия. E-mail: geolog@mail.kamchatka.ru*

<sup>2</sup> *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН г.Петропавловск-Камчатский. Бул. Пийпа, Россия*

Давно известными позднеогеновым-четвертичными вулканами Юго-Западной Камчатки являются Большая Ипелька (г. Хребтовая) и Малая Ипелька. В начале 70-х годов прошлого столетия широко развернутые геолого-геофизические исследования (КМПВ, МОВ, гравиразведка, магниторазведка, бурение), направленные на изучение нефтегазоперспектив Голыгинского прогиба принесли новые данные о вулканизме этого региона. В устьевой части р. Опалы в результате бурения структурно-параметрических скважин открыта погребенная древняя вулканическая постройка диаметром не менее 15-17 км, расположенная на северо-западном склоне верхнемелового основания Голыгинского прогиба. Основание прогиба представлено метаморфическими терригенными отложениями кихчикской серии, вскрытой на глубинах 1900, 720 и 680 м. Максимальную мощность вулканиты имеют в центральной части (1100 м), уменьшаясь к периферии до 420 м. В разрезе вулканитов главную роль играют двупироксеновые и пироксен-роговообманковые андезибазальты и андезиты, более кислые лавы (дациты) отмечаются в верхней части разреза (720-1200 м) совместно с андезитами и их туфами. Встречаются миндалекаменные лавы. Все они в той или иной степени изменены: аргиллизированы, карбонатизированы, цеолитизированы и характеризуются серо-зеленой окраской. Вулканиты залегают на верхнемеловых образованиях, перекрыты осадочными отложениями кулувенской-вивинтекской свит, поэтому предполагается, что вулканиты представляют собой фациальные аналоги гакхинской, утхолокской свит и анавайской серии других районов.

Перечисленными вулканами не исчерпывается список вулканических проявлений Юго-Западной Камчатки. Д.А. Бабушкиным (1984 г.) при проведении геологической съемки 1:200 000 выявлено две группы плиоценовых вулканов на стыке отрогов южного окончания Срединного хребта и Западно-Камчатской равнины, в зоне разломов, обрамляющих Срединный массив с запада. Условно назовем их Кольская и Кихчикская группы вулканов, потому что они сосредоточены в верховьях одноименных рек. Вулканы представляют собой относительно небольшие сооружения, сложенные кечевской толщей или кчевским вулканическим комплексом. В составе комплекса преобладают андезибазальты, трахибазальты, трахиандезибазальты, кластолавы андезитов и в меньшей степени - туфы андезитов, прослойки туффитов, туфо-конгломератов общей мощностью не менее 500 м. Д.А. Бабушкин помещает кчевской комплекс выше плиоценовой энемтенской свиты, хотя отметим, что взаимоотношения между ними не наблюдались. Кчевской комплекс с несогласием перекрыт песчано-глинисто-галечниковыми

отложениями иткинской толщи с фауной, датируемой верхним плиоценом-нижним плейстоценом. Кольская группа состоит из четырех вулканических центров.

Существенно вулканогенный состав отложений эрмановской свиты на некоторых участках указывает, что вулканизм происходил здесь и в миоцене, а кечевский вулканический комплекс является возможным продолжением вулканизма эрмановского времени и также является миоценовым, поскольку взаимоотношения кечевских вулканитов с плиоценовыми отложениями энемтенской свиты остаются неясными.

При расшифровке особенностей тектонического строения Западно-Камчатской низменности (ее юго-западного фрагмента) использовались геологические, сейсмические (КМПВ, ОГТ), гравиметрические, аэромагнитные и электроразведочные (МТЗ) данные.

Нами выделяются Голыгинский рифтогенный прогиб, Большерецкая плита и Соболевское сводовое поднятие с системой прогибов обрамления (Кольский, Колпаковский и др.).

На основе геофизических характеристик известных вулканов, по характерным геофизическим аномалиям выделены районы с предполагаемым существованием погребенных позднекайнозойских палеовулканов (рис.1).

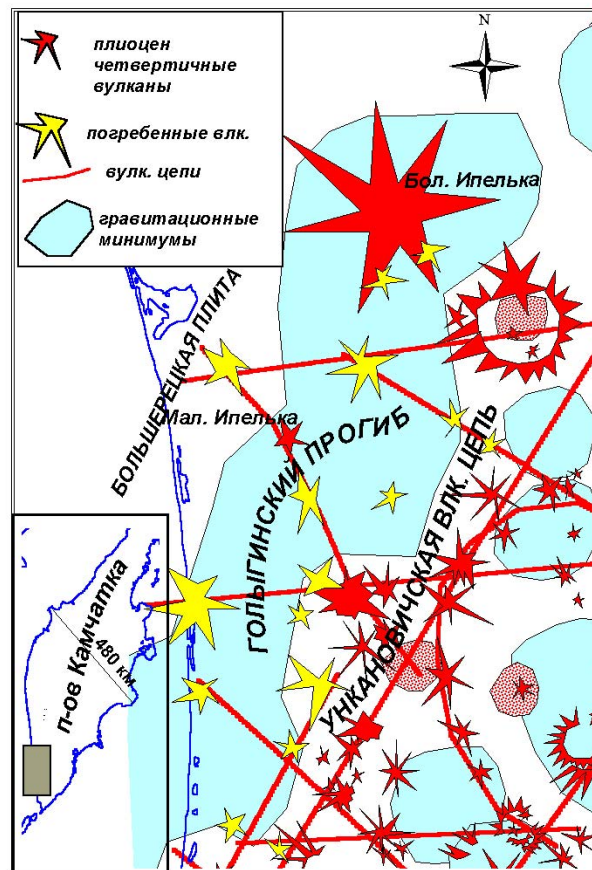


Рис. 1. Структурная схема Юго-Западной Камчатки по геофизическим данным и распределения вулканов (палеовулканов).

### Выводы:

1. Проявления палеовулканизма на территории юго-западной Камчатки являются отголоском или следствием бурной вулканической деятельности, происшедшей восточнее в Центрально-Камчатском вулканическом поясе (ЦКВП) в течение олигоцена-плейстоцена, но их нельзя относить к ЦКВП, поскольку вулканизм развивался в иных структурных условиях, т.е. в пределах других региональных структур.
2. Район современной Западно-Камчатской низменности в течение позднего кайнозоя характеризовался широким проявлением вулканизма, что связано с формированием

рифтогенного прогиба и магмо-тектонической активизацией Большеерцкой плиты, возможно, и Соболевского сводового поднятия.

3. Очевидно, проявления вулканизма парагенетически связано с развитием структуро-контролирующих разломов взброс-сбросового типа по границам региональных структур и локальных очаговых зон растяжения в узлах пересечения разрывов «второго» порядка в пределах зон максимального прогибания.
4. В практическом отношении, перспективы нефтегазоносности Гольгинского прогиба должны увязываться с, возможно, более широким развитием вулканитов в его пределах, а вывод о существовании погребенных вулканов дополнительно объясняет интенсивную зараженность кайнозойского осадочного чехла туфогенным материалом.

## VOLCANISM AND STRUCTURE OF SOUTH-WESTERN KAMCHATKA

**S.V. Popruzhenko<sup>1</sup> and S.E. Aprelkov<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Natural Resources and Environmental Protection Agency, Russian Ministry of Natural Resources in Kamchatka region and Koryak autonomous district. Bldg. 106, Mishennaya str., Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia.*

*E-mail: geolog@mail.kamchatka.ru*

<sup>2</sup>*Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, bldg. 9, Piipa blvrd., Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

Boljshaya Ipeljka (Khrebtovaya mountain) and Malaya Ipeljka are the long-known Late Neogene-Quaternary volcanoes in south-western Kamchatka. In the early 1970s of the last century large-scale geological and geophysical research (KMPV, MOB, gravitation prospecting, magnetic prospecting and drilling) aimed at studying oil-and-gas prospects of Golybinsky trough gave new data on the regional volcanism. As a result of drilling structural-parametric wells, an ancient volcanic structure not less than 15-17 m in diameter was found buried in the Opala river mouth area. It is located on the north-western slope of Upper Cretaceous basement of Golybinsky trough. Its basement is comprised of metamorphic terrigenous deposits of the Kikhchikskaya series stripped at depths 1900, 720 and 680 m. Volcanites (Volcanics ?) are at a maximum thickness in the central part (1100 m) growing thin in the periphery down to 420 m. Bipyroxene and pyroxene hornblende andesite-basalts and andesites are dominant in the section of volcanics. More acid lavas (dacites) are observed in the upper section (720-1200 m) along with andesites, corresponding tuffs, and amygdaloid lavas. All of the volcanics are more or less altered: argillized, carbonized, zeolitized and characterized by grey-green colouring. Volcanics occur in the Upper Cretaceous formations, overlaid with sedimentary deposits of Kuluvenskaya-Vivintekskaya suites. As a result, volcanics are presumed to represent facial analogues of Gakhinskaya and Utkholokskaya suites as well as Anavgayskaya series of other regions.

The list of volcanic manifestations in South-western Kamchatka is not concluded with the above-mentioned volcanoes. When making a 1:200,000 geological survey D.A.Babushkin (1984) revealed two groups of Pliocene volcanoes at the spur joints of the southern end of the Sredinny ridge and Western-Kamchatskaya plain in the area of fractures framing the Sredinny mountain range in the west. Here, we call them Kolskaya and Kikhchikskaya groups of volcanoes as they are concentrated in the heads of rivers of the same names. The volcanoes represent relatively small structures composed of the Kechevskaya rock mass or Kechevsky volcanic complex. Andesitic-basalts, trachybasalts, trachyandesitic-basalts, andesite clastolavas and to the lesser degree andesite tuffs, tuffite bands and tuff-conglomerates not less than 500 m thick predominate in this complex composition. D.A.Babushkin positions the Kechevsky complex higher than the Pliocene Enemtenskaya suite, though it should be noted that interrelation between them has not been observed. The Kechevsky complex is discordantly

overlaid with sandy-clay-shingle deposits of Itkinskaya rock mass with fauna dated from Upper Pliocene-Early Pliocene. The Kolskaya group consists of four volcanic centers.

Considerably volcanogenic compositions of the Ermanovskaya suite deposits indicate that volcanism took place even during the Miocene and the Kechevsky volcanic complex represents a possible continuation of Erman-time and Miocene volcanism. Interrelations between Kechevsky volcanics with Pliocene deposits of Enemtenskaya suite, however, are still vague.

Geological, seismic (KMPV and OGT), gravimetric, aeromagnetic and electroexploring (MTZ) data were used when decoding particular features of the Western-Kamchatskaya plain (its south-western fragment) tectonic structure.

We mark out Golyginsky riftogene trough, Bolsheretskaya plateau and Sobolevskoe arched uplift with the system of framing troughs (Kolsky, Kolpakovsky etc.). On the basis of geophysical characteristics of famous volcanoes according to distinct geophysical anomalies, the regions with an estimated occurrence of buried Late Cenozoic paleovolcanoes (Fig.1) are distinguished.

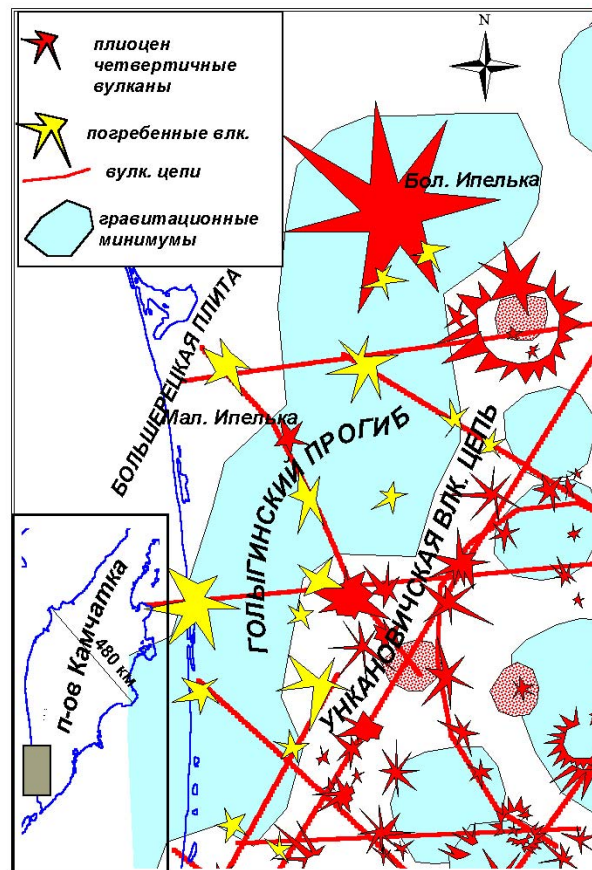


Рис. 1. Структурная схема Юго-Западной Камчатки по геофизическим данным и распределения вулканов (палеовулканов).

#### Conclusions:

1. Paleovolcanism manifestations in the south-western Kamchatka territory are the echo or consequence of violent volcanic activity which took place to the east in the Central Kamchatsky volcanic belt (CKVB) during Oligocene-Pleistocene. They cannot be related to the CKVB, however, as volcanism developed under different structural conditions, i.e. within the boundary of other regional structures.
2. During the Late Cenozoic the area of the recent Western Kamchatskaya lowland was characterized by volcanism. It is connected with the formation of a riftogene trough and the magmotectonic activation of the Bolsheretskaya plateau as well as, possibly, the Sobolevskoe arched uplift.

3. Apparently, manifestations of volcanism are paragenetically connected with development of structure-controlling fractures of the upthrown-fault type over the regional structure boundaries and local hearth zones of extension at intersection knots of «secondary» order ruptures within the areas of maximum downwarping.
4. In a practical aspect, oil-and-gas prospects in Golyginsky trough should be concurrent with, the wider development of volcanics within its boundary. In addition, the occurrence of buried volcanoes may also explain the intense clogging of Cenozoic sedimentary cover with tufogene material.

## **BEHAVIOR OF STORED MAGMA IN ARC CRUST**

**John Eichelberger, Pavel Izbekov, and Brandon Browne**

*Alaska Volcano Observatory - Geophysical Institute, and Department of Geology and Geophysics - College of Science and Mathematics, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, AK 99775 USA*

Although the magmatic product of subduction is basalt, truly primitive magma rarely survives transit through arc crust, and even fractionated basalts are often underrepresented. Basalt is generally introduced into the crust as long dikes, as exemplified spectacularly in the 1975 eruption of Tolbachik. Indeed, most arc volcanism is probably dike- rather than pipe-fed, but stalling of wet magmas due to subsurface degassing causes transformation from dike to pipe flow, suppressing surface expression of dike structures. The rise of basalt is further impeded by interaction with stored magmas, yielding a complex output that is a combination of mantle, crustal, and fractionated components.

Repeated episodes of dike intrusion along the same structure- and stress- controlled plane results in development of long-lived and generally crystal-rich magma pods of intermediate bulk composition. These serve to attract subsequent dikes because they perturb the local stress field and because, once breached, they provide an easier path for magma flow than continued dike propagation. It is suggested that large polygenetic cones normally have pods as their immediate sources. If so, such pods can persist for  $10^4$  to  $10^6$  years. Chemically, they tend to remain in the andesite/dacite bulk composition range because further fractionation is impeded by high melt viscosity and the back-mixing effect of mafic replenishment on the overall pod is limited by prompt, preferential eruption of hybrids.

The state of an andesitic pod is likely related to the size and recurrence interval of replenishment events (Fig.1). Frequently replenished high-temperature pods are normally precipitating plagioclase and pyroxene. Because of their relative fluidity, they erupt uniformly mixed hybrid magmas during replenishment. Karymsky in Kamchatka is an example. Less frequently replenished low temperature pods are normally precipitating plagioclase, hornblende, and beginning to precipitate quartz. A portion of the mafic magma entering these pods «clots» to form enclaves because of the large temperature contrast. Unzen in Japan, Kizimen in Kamchatka, and Dutton in Alaska are examples. Although normal replenishment events erupt only pod magma that has been in direct contact with basalt, large events can expel the dominant unmixed pod volume, as at Pinatubo.

With further cooling, pod crystals form a network and the stored magma as a whole becomes uneruptible. However, we suggest that the network is permeable and can sustain fracturing, so that the interstitial rhyolite or rhyodacite melt can be rapidly extracted by coupled short path-length porous flow and long path-length dike flow. Aplite dikes in arc granodiorite plutons are produced by this phenomenon. This would explain the common crystal-poor but multiply saturated character of silicic caldera-forming magmas. Such extraction may be triggered by externally imposed tectonic or replenishment forces or internal gas pressure. Massive silicic

melt expulsion events can carry nearby andesitic pod magma with it, producing the characteristic silicic to intermediate zoning of caldera-forming eruptions.

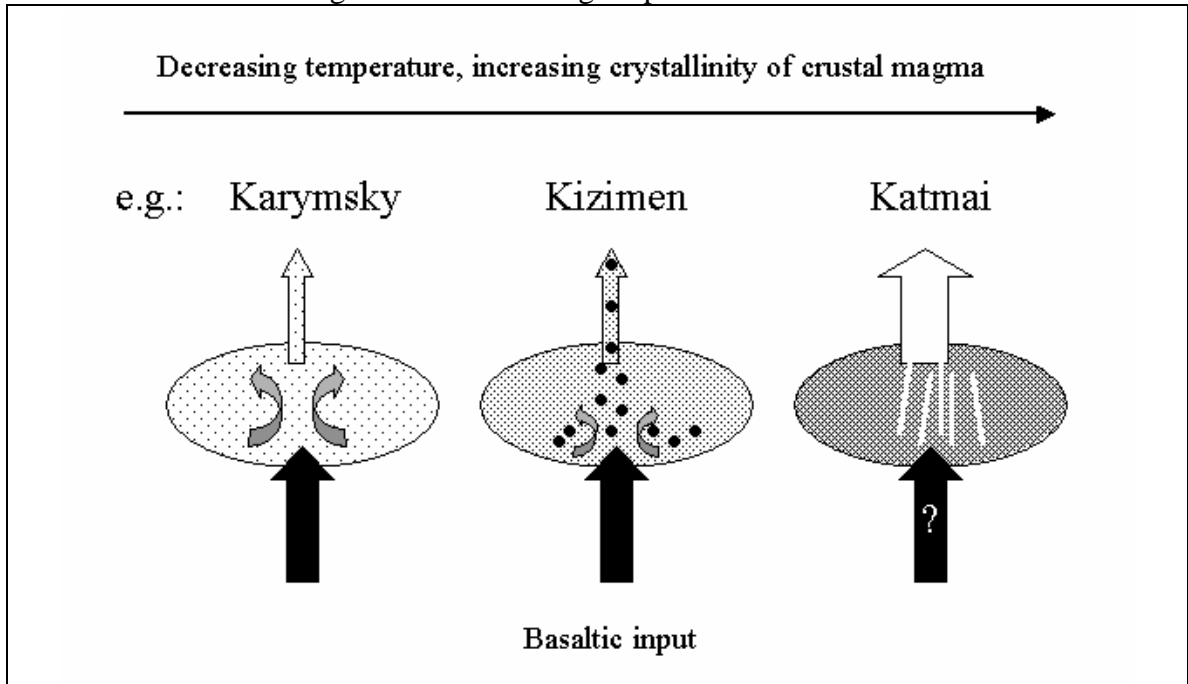


Fig.1. Postulated change of behavior of crustal magma with decreasing temperature and increasing crystallinity. In the Karymsky case, the temperature and viscosity contrast between stored and injected magma are small and thoroughly mixed andesite is promptly erupted after basalt injection. In the Kizimen case, the stored magma has cooled to the point of quartz saturation. Input basaltic magma «clots» and induced convection does not affect the entire magma pod. Stored magma contaminated by mafic enclaves and crystalline debris is preferentially erupted. At Katmai, stored magma has become uneruptible in bulk, but the crystalline network is sufficiently porous to allow rhyolite melt expulsion in response to magmatic or tectonic perturbation.

The above scenario attempts to explain some of the salient features of arc volcanism, including the pervasive evidence of just-before-eruption mixing in intermediate composition lavas and the alternation between long periods of small, similar andesite/dacite eruptions and abrupt silicic paroxysms at arc volcanic centers.

## ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА ФЛЮИДОВ ВКРЕСТ ПРОСТИРАНИЯ КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

**Т. Чурикова<sup>1,2</sup>; Г. Вернер<sup>2</sup>; Н. Миронов<sup>3</sup>; А. Кронц<sup>2</sup>; П. Плечов<sup>3</sup>, М. Портнягин<sup>4,5</sup>.**

<sup>1</sup> *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа 9, г.Петропавловск-Камчатский, Россия. E-mail churikova@piset.net*

<sup>2</sup> *Научный центр Геттингена, Университет Геттингена, Германия*

<sup>3</sup> *Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Россия*

<sup>4</sup> *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, Россия*

<sup>5</sup> *Исследовательский центр GEOMAR, г. Киль, Германия*

Изменения в составе летучих элементов вкост простирания Камчатской островной дуги изучались в гомогенизированных расплавных включениях в высоко- Mg оливинах из островодужных базальтов, которые были собраны вдоль В-З пересечения Камчатской дуги от Восточного Вулканического Фронта (ВВФ) в задуговой регион (Churikova et al., 2001). Макро-, микро- и летучие (S, Cl, F) элементы измерялись при помощи электронного и ионного (SIMS) микроанализаторов.

Наивысшие концентрации серы (2500 ppm) были обнаружены в расплавных включениях из лав Центральной Камчатской Депрессии (ЦКД). Концентрации хлора в расплавах ВВФ и ЦКД близки (от 750 до 1100 ppm), но выше, чем в задуговом Срединном Хребте (СХ, 500 ppm). В противоположность хлору, расплавные включения ВВФ и ЦКД обеднены фтором (от 300 до 450 ppm) в то время, как расплавы СХ им обогащены (800 ppm), благодаря чему F/Cl отношение возрастает от фронта дуги к задуговой части в пять раз. Наши данные показывают, что большинство расплавов до момента из поднятия к поверхности были частично дегазированы (Cl, S) либо вовсе не дегазированы (F).

В целом летучие элементы и отношения редких элементов коррелируют с подвижными во флюиде элементами (B, Li), что предполагает изменения в составе флюидов в изученных островодужных магмах с увеличением глубины погружения субдуцируемой плиты. Мы выделяем три различных по составу флюида. В регионе Восточного Вулканического Фронта (ВВФ) флюиды обогащены B, Cl и халькофильными элементами (Wörner et al., 2001). Этот флюид также обогащен LILE (U, Th, Ba, Pb), F, S, LREE (La, Ce) и имеет относительно низкие значения U/Th. Этот флюид доминирует в мантийных источниках ВВФ, но его влияние уменьшается к СКД и он совсем исчезает в расплавах СХ.

Второй, ЦКД-флюид, присутствует под Ключевской группой вулканов и обогащен по S и U, в результате чего расплавы характеризуются высокими значениями S/K<sub>2</sub>O и U/Th отношения и низким Cl/S отношением. Этот флюид также необычно обогащен по изотопам <sup>87</sup>Sr, <sup>18</sup>O и <sup>11</sup>B.

Третий флюид наблюдается в мантийных источниках задуговых вулканов Срединного Хребта (SR) и сильно обогащен по F, Li и Be, а также привносит большие количества LILE, LREE и возможно Nb, что видно их корреляций F/Ce с Li/Yb, Li/Dy, Sr/Y, Ba/Y и Nb/Yb отношениями. Этот флюид начинает отделяться от субдуцируемой плиты в районе ЦКД, но становится доминирующим в задуговом регионе.

Мы считаем, что разница в составе флюидов вкрест простирания Камчатской дуги и пространственное разделение подвижных во флюиде элементов B и Li может объясняться дегидратацией различных по составу водных минералов на разной глубине от фронта дуги (низкие P-T условия) к ее задуговой части (высокие P-T условия). Во фронтальной части дуги флюиды формируются при дегидратации амфибола и серпентина и являются водо-насыщенными, низко-кремнистыми и обогащенными по B, LILE, сере и хлору. Эти флюиды. Было показано (Bureau and Keppler, 1999), что такие флюиды, формирующиеся на первой стадии дегидратации, могут быть очень подвижными и привносить большое количество воды, производя высокие степени плавления мантийного материала, что мы и наблюдаем в ВВФ и ЦКД.

Stalder и Ulmer (2001) показали, что плотные водные магнезиальные силикаты (DHMS) такие, как клиногумит (H<sub>2</sub>O = 2-3%) и фаза А (H<sub>2</sub>O = 13%) могут транспортировать до 10% субдукционной воды на глубину до 400 км. Флюиды, отделяющиеся при таких давлениях будут обогащены кремнеземом и магнием и будут более вязкими и менее подвижными, но в то время будут отличаться от водных расплавов и могут метасоматизировать верхнюю мантию под СХ, производя расплавы, обогащенные Li, F, LILE, LREE и HFSE. Островодужная конфигурация распределения редких элементов в этом случае также будет сохраняться.

Работа выполнена при поддержке грантов DFG-РФФИ 00-0504000 ННИО а и Миннауки № 43.700.11.0005 и № 43.043.11.1606.



## COMPOSITIONAL CHANGES IN FLUIDS ACROSS THE KAMCHATKA ARC

**T. Churikova<sup>1,2</sup>, G. Wörner<sup>2</sup>, N. Mironov<sup>3</sup>, A. Kronz<sup>2</sup>, P. Pletchov<sup>3</sup>, M. Portnyagin<sup>4,5</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Piip Avenue 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, Russia. E-mail churikova@pisem.net*

<sup>2</sup>*Geowissenschaftliches Zentrum Göttingen, Universität Göttingen, Germany*

<sup>3</sup>*Moscow State University, Moscow, Russia*

<sup>4</sup>*Vernadsky Institute of Geochemistry, Moscow, Russia*

<sup>5</sup>*GEOMAR Research Center, Wischhofstr. 1-3, Buildg. 4, D-24148 Kiel, Germany*

Compositional changes in volatile elements across the Kamchatka arc were studied by electron microprobe and SIMS analysis of major, trace, and volatile elements (S, Cl, F) in homogenized melt inclusions from high-Mg olivines from arc basalts, which have been collected along the E-W transect of the Kamchatka arc, from Eastern Volcanic Front to back arc region (Churikova et al., 2001).

Highest sulfur concentrations (2500 ppm) occur in the melt inclusions from Central Kamchatka Depression (CKD) lavas. Chlorine concentrations in melts from Eastern Volcanic Front (EVF) and CKD are similar (750 to 1100 ppm) and higher than for Sredinnyy Ridge back arc (SR, 500 ppm). In contrast, the EVF and CKD melt inclusions are depleted in fluorine (300 to 450 ppm), while the SR melts are enriched (800 ppm), increasing the F/Cl ratio from arc front to back arc by a factor of five. Our data show that the melts were partially (Cl, S) or undegassed (F) for most melts before entrapment.

Volatile element - trace element ratios in general correlate with fluid-mobile elements (B, Li) and suggest successive changes in fluid compositions in these arc magmas with increasing slab depth. In detail, we identify three distinct fluid compositions. In the eastern volcanic arc front (EVF), fluids are highly enriched in B, Cl and chalcophile elements. This fluid carries additionally LILE (U, Th, Ba, Pb), F, S and LREE (La, Ce), having relatively low U/Th. This fluid is dominating EVF sources and is reduced in the central Kamchatka volcanic zone (CKD) and is not documented in the back arc region.

The second CKD-fluid affects the Kluchevskaya Group of volcanoes and is enriched in S and U, which results in the highest S/K<sub>2</sub>O and U/Th and low Cl/S ratios. Additionally this fluid unusually enriched in <sup>87</sup>Sr, <sup>18</sup>O and <sup>11</sup>B.

The third fluid observed for back arc volcanoes of the Sredinny Ridge (SR) is highly enriched in F, Li and Be, carrying also high amounts of LILE, LREE and probably some Nb, which results in correlations of F/Ce with Li/Yb, Li/Dy, Sr/Y, Ba/Y, and Nb/Yb. This fluid starts to be released below CKD and becomes the dominant fluid in the back arc region.

We argue that the dehydration of different water-rich minerals at different depths from the arc front (low P-T conditions) to back arc (high P-T conditions) explains the difference in fluid composition and the decoupling of B and Li across the Kamchatka arc. In the arc front fluids derived from the amphibole and serpentine dehydration would be water-rich, low in silica and high in B, LILE, sulfur and chlorine. It was shown (Bureau and Keppler, 1999) that such fluids, derived from the first stage of slab dehydration, could be very mobile and carry large amounts of water, producing high degrees of melting, like in the EVF and CKD.

Stalder and Ulmer (2001) showed that dense hydrous magnesian silicates (DHMS) like clinohumite (H<sub>2</sub>O = 2-3%) and phase A (H<sub>2</sub>O = 13%) could carry about 10% of the initially subducted water to the depth up to 400 km. The released fluids at such pressure would be highly enriched in silica and magnesium and would be more viscous and less mobile, but still distinct from hydrous melts and could metasomatise upper mantle below SR, producing melts highly enriched in Li, F, LILE, LREE and HFSE. The subduction trace element patterns, however, would still be maintained.

Work was supported DFG-RFBR 00-0504000\_GSRU\_a and Ministry of research grants <sup>1</sup> 43.700.11.0005 and <sup>1</sup> 43.043.11.1606.

## Reference

1. Churikova, T., Dorendorf, F., Wöerner, G., 2001. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation. *J. Petrol.* 42, 1567-1593.
2. Bureau, H. & Keppler, H. (1999). Complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids in the upper mantle; experimental evidence and geochemical implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 165, 187-196.
3. Wöerner, G., Churikova, T., Leeman, W., Liebetrau, V., Tonarini, S., Heuser, A., 2001. Fluid-Mobile Trace Element and U-series Isotope Variations Across Kamchatka: Timing and effects of slab dehydration. Margins Meeting, Schriftenreihe D. Geol. Ges. 14: 236-237.
4. Stalder, R. & Ulmer, P., 2001. Phase relations of a serpentine composition between 5 and 14 GPa; significance of clinohumite and phase E as water carriers into the transition zone. *Contrib. Mineral. Petrol.* 140, 670-679.

### **RAPID AND TIME-VARIABLE INFLATION OF OKMOK VOLCANO, ALEUTIAN ARC**

**Jeffrey T. Freymueller<sup>1</sup>, Thomas Fournier<sup>1</sup>, Yousuke Miyagi<sup>2</sup>, and Fumiaki Kimata<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> *Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks and Alaska Volcano Observatory, USA*

<sup>2</sup> *Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University, Japan*

<sup>3</sup> *Research Center for Seismology and Volcanology, Nagoya University, USA*

Okmok volcano is a large shield type volcano with a 10km-wide caldera, located on Umnak Island in the eastern Aleutian arc. Okmok has one historically active vent, located in the southwest part of the caldera floor. It has erupted more than 10 times since the 1890s, including 4 major eruptions, with the most recent eruption occurring in 1997. Deformation associated with that eruption was measured using InSAR, showing ~1.5 meters of subsidence occurred during the eruption. InSAR and GPS data from 1997-2004 show rapid and time-variable inflation beginning shortly after the 1997 eruption. Average annual uplift rates of the center of the caldera have ranged between ~5 and 28 cm/year, accompanied by radially-outward horizontal motion. Annual GPS surveys were carried out during 2000-2003, and 3 continuous GPS sites were established in 2002. Both annual GPS surveys and now continuous GPS sites show periods of relatively slow deformation separating episodes of rapid (as much as several mm/week) deformation. The deformation data show a pressure source beneath the center of the caldera, with the depth of the source slowly shallowing with time. Although the data are fit reasonably well by a simple spherical pressure source, there are significant deviations from the symmetry produced by such a source. These variations may give insight into the shape of the magma storage reservoir. The recent deformation at Okmok has been accompanied by persistent seismic tremor and low-level microearthquake activity. However, to date no correlation between tremor occurrence or amplitude and deformation rates has been found. During the month of May 2004, we began to observe a series of short-lived transient deformation events, which affected the sites within the caldera. These events, with displacements of the order of 2-3 cm and duration 2-3 days, are not yet understood, but appear to be signal rather than noise.

## ARC TO OCEANIC MAGMATISM TRANSITION ALONG THE CENTRAL KAMCHATKA DEPRESSION

Maxim Portnyagin<sup>1,2</sup>, Kaj Hoernle<sup>1</sup>, Gennady Avdeiko<sup>2</sup>

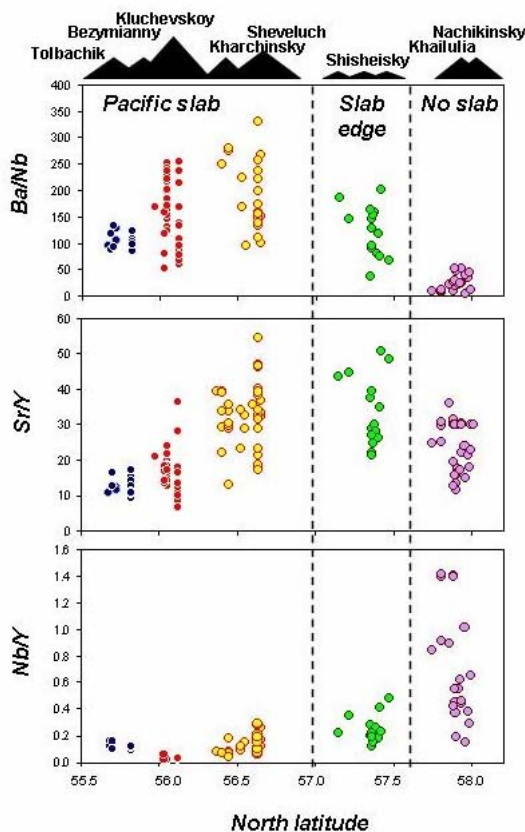
<sup>1</sup> *Dynamics of the Ocean Floor, IFM- GEOMAR, Wischhofstr. 1-3, 24148 Kiel, Germany.  
E-mail: mportnyagin@ifm-geomar.de*

<sup>2</sup> *Vernadsky Institute, Kosigin str. 19, Moscow, Russia*

<sup>3</sup> *Institute of volcanology and seismology, Piip blvd. 8, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

Temporal and spatial geochemical variations of lavas erupted along the northern segment of the Kamchatka Arc are used to trace changes in magma generation across the subducting Pacific slab edge (Figure 1). Extensive fluid-triggered mantle melting dominates magma genesis beneath the largest CKD volcanoes (Kluchevskoy Group and Sheveluch) located above the subducting Pacific slab. High SiO<sub>2</sub> and high Sr/Y melts from the slab contribute to magma sources of the Sheveluch volcano and the Shisheisky monogenetic complex of high magnesian basalts and andesites above the Pacific slab edge. The Late Pleistocene-Holocene lavas from the northern end of the CKD (Nachikinsky and Khailulia volcanoes) display strong enrichment in high field strength elements and light rare earth elements, unradiogenic <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr and <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb isotopic ratios, and oxygen isotope compositions similar to mid-ocean-ridge basalts. These geochemical characteristics indicate low-degree decompression melting of the Pacific asthenospheric mantle north of the Pacific slab edge.

Recent detachment of the subducted Pacific plate fragment resulted in the influx of fertile mantle beneath Kamchatka, which is likely to be the main reason for renewed magmatism in the northern Kamchatka and the Sredinny Range and for the exceptional productivity of the Central Kamchatka Depression volcanoes (Kluchevskoy Group and Sheveluch), the most active arc volcanoes on Earth.



**Fig.1.** Variations (a) Ba/Nb, (b) Sr/Y and (c) Nb/Y in lavas from the Central Kamchatka Depression versus latitude, illustrating a change in the composition of lavas erupted across the edge of the subducting Pacific slab. Area between dashed lines represents the approximate position of the edge of the subducting Pacific plate. (a) High Ba/Nb ratios as observed in Kluchevskoy and Sheveluch Group lavas imply an important role for slab fluids in causing melting. (b) High Sr/Y ratios as observed in the Shveluch and Shisheisky lavas indicate an important role of slab melt ('adakitic') component in the magma generation. (c) Low Nb/Y ratio indicates derivation from a more depleted sources (possibly through previous melting events) and/or through higher degrees of partial melting. Lavas from Nachikinsky and Khailulia volcanoes located north of the subducting Pacific slab edge demonstrate low to negligible fluid contribution (low Ba/Nb) and were derived by decompression melting followed by interaction of primary alkalic magmas with preexisting arc crust

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ ИЗ ОДНОГО ИСТОЧНИКА

**Ольга Хлебородова**

*Институт вулканологии и сейсмологии, Петропавловск-Камчатский, Россия.*

*E-mail [khleborodova@kcs.iks.ru](mailto:khleborodova@kcs.iks.ru)*

В результате предыдущих исследований (Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волинец О.Н. и др., 1985, 1989, 1992; Абдурахманов А.И., Федорченко В.И., Родионова Р.И., 1986, 1989) в пределах Курильской островной дуги статистически было установлено наличие двух вулканических зон – фронтальной и тыловой, а так же промежуточной зоны, для которой было отмечено ослабление вулканической активности по сравнению с фронтальной и тыловой зонами. Так же предыдущими исследованиями были выявлены главные геохимические и петрологические особенности пород этих зон. Отмечено, что породы тыловой зоны содержат больше К, Ва, Sr, U, Th, Ni, Cr, легких РЗЭ, тогда как породы фронтальной зоны содержат больше железа и V. По характеру вкрапленников отмечалось, что магмы тыловой зоны содержат больше воды, тогда как на фронте они более «сухие».

Для объяснения наличия двух вулканических зон в пределах Курильской островной дуги предыдущими авторами (Авдейко Г.П. и др., 1992, 1993, 1994) была предложена модель с двумя зонами магмогенерации, обусловленными двумя уровнями отделения флюида от субдуцируемой плиты. Эта идея в настоящее время имеет наиболее широкую поддержку. Несмотря на это, в вопросе происхождения геохимической специфики Курильских магм до сих пор нет единого мнения. Предлагаемые идеи исходят из различной степени частичного плавления, контаминации материалом земной коры, а так же различного состава плавящегося субстрата или действующего флюида. Эти идеи часто противоречат друг другу и не в состоянии объяснить всю совокупность существующих данных.

В пределах проекта «КОМЕХ» было проведено более детальное исследование вулканических пород Курильской островной дуги по отдельным профилям – Северному профилю, Южному профилю и профилю в районе пролива Буссоль. Впервые был выполнен комплексный анализ одних и тех же образцов пород по основному составу, широкому спектру редких элементов, а так же изотопии. Особое внимание было уделено образцам базальтов с повышенной магнезиальностью.

Было подтверждено, что образцы вулканических пород Курильской островной дуги значительно различаются по содержанию «несовместимых» редких элементов и незначительно различаются по содержанию «совместимых» редких элементов.

Обнаружено, что содержания «несовместимых» редких элементов не зависят от концентраций SiO<sub>2</sub>. А так же не имеют четко выраженной корреляции с расстоянием до вулканического фронта. Но имеют положительную линейную корреляцию с содержаниями калия.

Породы, обогащенные калием, так же содержат больше магния.

Выделены два тренда магматической дифференциации. Один характеризует породы 1 типа – с увеличением Si/Mg отношения Ва/Y, К/Na, а так же содержания несовместимых редких элементов возрастают. Другой тренд характеризует породы 2 типа – с увеличением Si/Mg отношения Ва/Y, К/Na и содержания несовместимых редких элементов уменьшаются.

Было отмечено, что образцы с сильно пониженными содержаниями несовместимых редких элементов чаще встречаются на фронте дуги по сравнению с тыловой зоной. Но иногда на одном и том же вулкане присутствуют породы обоих типов.

Предложены некоторые объяснения полученным трендам. Сделано предположение об одном исходном расплаве для обоих типов пород.

## ORIGIN OF VARIOUS TYPES OF VOLCANIC KURILE ROCKS FROM A UNIFORM SOURCE

**Olga Khleborodova**

*The Institute of volcanology and seismology, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia.*

*E-mail khleborodova@kcs.iks.ru*

As a result of previous research [Avdeiko G.P., Antonov A.J., Volynets O.N. and etc., 1985, 1989, 1992, Abdurahmanov A.I., Fedorchenko V.I., of Rodionova R.I. 1986, 1989], the presence of two volcanic zones of the Kurile arc - frontal and rear - was statistically established. In addition, an intermediate zone within the limits of a volcanic arc characterized by diminished volcanic activity is marked in comparison with frontal and rear zones. These researchers documented the main geochemical and petrological features of the rocks of each zone. Rocks of the rear zone contain more K, Ba, Sr, U, Th, Ni, Cr, light REE whereas rocks of the frontal zone contain more iron and V. On the basis of a character of phenocrysts it was determined, that magmas of a rear zone contain more water, whereas in frontal zone they are «drier».

As proposed by previous workers [Avdeiko G.P. etc. 1992, 1993, 1994], two zones of magma generation relate to two levels of fluid separation from the slab, an idea now widely supported. Despite this, there is little agreement on the origin of Kurile magmas until now. Proposed ideas include various degree of partial melting, crustal contamination, and variable source rock composition. These ideas contradict each other sometimes and it is not able to explain the whole data set.

The «KOMEX» project conducted more detailed research of the Kurile arc volcanic rocks of three profiles - North profile, South profile and Bussol strait profile. Laboratory processing of samples for major element, trace element, and isotopic analysis was carried out. Special attention was given to samples of high magnesia basalts.

It was confirmed that Kurile volcanic rocks differ considerably in abundance of «incompatible» rare earth elements and only slightly in «compatible» rare earth elements contents.

It was found that incompatible rare earth element contents are independent of SiO<sub>2</sub> concentrations. They have no clear correlation with a distance up from the volcanic front, but they have positive linear correlation with potassium content. High potassium rocks also have higher concentrations of magnesium.

Two trends of magma differentiation were identified. One defines the type 1 rocks - with increasing Si/Mg, Ba/Y, and K/Na as contents of incompatible rare elements are increased. Another defines type 2 rocks - with increasing Si/Mg, Ba/Y, and K/Na as incompatible rare elements decrease.

Samples with very low incompatible rare element contents are observed at the front of volcanic arc more commonly than in the rear zone. But sometimes on the same volcano there are samples of both types.

Some explanations of these trends are offered assuming uniform initial melts.

## ГЕТЕРОГЕННОСТЬ МАНТИЙНОГО ИСТОЧНИКА ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВОГО МОНОГЕННОГО ВУЛКАНИЗМА В СРЕДИННОМ ХРЕБТЕ КАМЧАТКИ

**А.О. Волынец, Т.Г. Чурикова**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия.*

*E-mail volynetka@pisem.net*

Изучены петрография, петрохимия и геохимия пород, а так же содержания петрогенных, редких и летучих (F, Cl) элементов в расплавных включениях из оливинов и состав твердофазных включений в оливинах моногенных центров Южный Черпук и

г.Скалистая, находящихся в Срединном хребте Камчатки, юго-западнее вулкана Ичинский, более чем в 200 км от фронта вулканической дуги. Несмотря на большое удаление от современной зоны субдукции, моногенное поле г.Скалистая имеет позднеплейстоценовый возраст, а извержения конуса Южный Черпук датируются 6500  $^{14}\text{C}$  лет назад [4].

Краткие выводы проведенного исследования:

- 1) Все анализированные породы моногенных конусов Ичинской зоны Срединного Хребта обнаруживают значительное обогащение по всем несовместимым элементам. Данные по макро-, микрохимии расплавных включений, а также составы твердофазных включений указывают на присутствие обогащенного источника типа ОИВ в этом регионе. Присутствие «субдукционной» компоненты во всех породах свидетельствует о том, что плавление, скорее всего, происходило в мантийном клине.
- 2) Составы расплавов показывают, что все химически разнообразные породы Южного Черпука могут быть описаны процессами фракционной кристаллизации и иметь генетическое родство. В отличие от них, составы расплавных включений и Sp-OI парагенезисов из высоко-Ti пород горы Скалистой указывают на существенно иной источник этих пород и не могут быть производными или родительскими расплавами Южного Черпука, что также ясно следует из характера распределения микроэлементов.
- 3) На фоне относительно постоянных и высоких значений  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в шпинелях двух образцов моногенного центра Южный Черпук, содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  значительно варьируют. Наши расчеты показали, что эти вариации в основном зависят от содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в расплаве и могут резко снижаться при ранней кристаллизации Pl.

Возможные пути эволюции расплавов и условия кристаллизации были смоделированы в программе «Комагмат» [1].

Работа выполнена при поддержке Jack Kleinman Internship for Volcano Research 2002, грантов РФФИ 03-05-65007, DFG-РФФИ 00-0504000 ННИО а, Миннауки 43.700.11.0005.

#### Список литературы

1. Ariskin A.A. Phase equilibria modeling in igneous petrology: use of COMAGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt. *Journal of Volcanology & Geothermal Research.*, 1999. 90(1-2): p. 115-162.
2. Вольнец А.О., Чурикова Т.Г. Петрография и геохимия продуктов моногенного вулканизма Ичинской зоны Срединного хребта Камчатки: участие различных источников в формировании расплавов. // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы молодежной школы-конференции XXXVII Тектонического совещания. – М.: ГЕОС. 2004. С.140-143.
3. Churikova, T., Dorendorf, F., Woerner, G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *Journal of Petrology*, 2001, v. 42, N 8, p. 1567-1593.
4. Певзнер М.М. Первые геологические данные о хронологии голоценовой эруптивной активности вулкана Ичинского (Срединный хребет, Камчатка) // Доклады Академии наук. 2004. Т.395. № 4.
5. Volynets, A.O., Pevzner, M.M., Pletchov, P., Churikova, T. Source variations in Kamchatka back-arc volcanism inferred from mineral and melt inclusion study in South Cherpouk monogenetic center // AGU Fall Meeting, San-Francisco, California, December 2002, web: [www.agu.org](http://www.agu.org).

## HETEROGENEITY OF MANTLE SOURCE OF LATER PLEISTOCENE-HOLOCENE MONOGENETIC VOLCANISM IN SREDINNY RIDGE OF KAMCHATKA

**A.O. Volynets, T.G. Churikova**

*Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia.*

*E-mail volynetka@pisem.net*

Petrography, petrochemistry and geochemistry of rocks, as well as major, trace and volatile (F, Cl) elements content in melt and solid phase inclusions in olivines of monogenetic basalts of South Cherpouk and Mt. Skalistaya have been studied, which are situated in Sredinny Ridge of Kamchatka, south-westward of Ichinsky volcano, more than 200 km from volcanic front. Although the studied objects are very remote from present subduction zone, monogenetic field of Mt. Skalistaya is Later Pleistocene, and South Cherpouk's eruptions took place only 6500 <sup>14</sup>C years BP [4].

Brief conclusions of the investigation:

- 1) All studied rocks of monogenetic lava fields of Ichinkaya zone of Sredinny Ridge are substantially enriched by all incompatible elements. Data on major and trace elements of melt inclusions and compositions of solid phase inclusions in olivines indicate the presence of enriched OIB-like source in this region. Presence of «subduction» signatures in all rocks indicates that melting took place most likely in the mantle wedge.
- 2) Melt compositions demonstrate that all chemically different rocks of South Cherpouk can be described by fractional crystallization processes and can be genetically related. On the contrary, compositions of melt inclusions and Sp-Ol pairs from high-Ti rocks of Mt. Skalistaya indicate the presence of different mantle source; they can't be derivatives or parent melts for South Cherpouk rocks, what is also apparent from trace elements distribution.
- 3) Against the background of relatively constant and high Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content in spinels from two samples from South Cherpouk monogenetic center, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content is highly variable. These variations are mainly determined by Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content in melts and can dramatically decrease at early Pl crystallization

Possible ways of melts evolution and crystallization conditions were modeled in «COMAGMAT» program [1].

Work was supported by Jack Kleinman Internship for Volcano Research 2002, RFBR grants 03-05-65007, DFG-RFBR 00-0504000 GSRU a, Ministry of research grant 43.700.11.0005.

### Reference

1. Ariskin AA (1999) Phase equilibria modeling in igneous petrology: use of COMAGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt. *Journal of Volcanology & Geothermal Research.*, 1999. 90(1-2): p. 115-162.
2. Volynets, A.O., Churikova, T.G. Petrography and geochemistry of products of the monogenetic volcanism of Ichinskaya zones in Sredinny Ridge of Kamchatka: participation of various sources in melt formation // Youth school-conference of XXXVII tectonic meeting «Evolution of tectonic processes in history of the Earth», Moscow, 20-22 April, 2004 r., p.140-143.
3. Churikova, T., Dorendorf, F., Woerner, G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *Journal of Petrology*, 2001, v. 42, N 8, p. 1567-1593.
4. Pevzner, M.M. First geological data on Holocene eruptive activity of Ichinsky volcano (Sredinny Ridge, Kamchatka) // *Docladi Akademii Nauk*, 2004, 395, № 4.
5. Volynets, A.O., Pevzner, M.M., Pletchov, P., Churikova, T. Source variations in Kamchatka back-arc volcanism inferred from mineral and melt inclusion study in South Cherpouk monogenetic center // AGU Fall Meeting, San-Francisco, California, December 2002, web: [www.agu.org](http://www.agu.org).

## РАДИОНУКЛИДЫ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНА ПИЙПА (БЕРИНГОВО МОРЕ)

В.И. Андреев<sup>1</sup>, Ю.М. Пузанков<sup>2</sup>, В.А. Бобров<sup>2</sup>, В.А. Рашидов<sup>1</sup>, М.Ю. Пузанков<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Россия

<sup>2</sup>Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Россия

Изучены химический и радиоизотопный составы андезитов-риодацитов и сульфатных отложений термальных источников подводного вулкана Пийпа. Для тех и других характерны низкие содержания U и Th, а для гидротермалитов еще и калия. Причем накопление этих элементов и скоррелированных с ними Rb, Y, Zr выше в существенно баритовых образованиях Южной вершины, обогащенных <sup>226</sup>Ra. Слабо радиоактивные ангидритовые трубы и содержащие аномальные количества радионуклидов сульфатные корки Северной вершины концентрируют сульфидные компоненты: Cu, Zn, Pb, а также V, Sb, Ag, Au. Содержания радионуклидов приведены в табл. 1.

Высокая активность короткоживущего изотопа Ra свидетельствует о молодом (современном) возрасте гидротермального процесса на Северной вершине.

В баритах вулкана Пийпа происходит изоморфное замещение бария радием, концентрация и консервация радия. Вследствие этого увеличивается неравновесность материнских и дочерних изотопов урана, а также уменьшается Th/U отношение.

Вулкан Пийпа, (как и весь массив Вулканологов) может быть перспективен для продолжения геолого-поисковых работ.

Таблица 1

Радионуклиды в сульфатных отложениях термальных источников подводного вулкана Пийпа (Берингово море)

№ пп	Обр.	Активность, Бк/кг					Содержание, мкг/г		K, %	Th/U
		<sup>238</sup> U	<sup>226</sup> Ra	<sup>210</sup> Pb	<sup>232</sup> Th	<sup>228</sup> Ra	U	Th		
1	2322-3	3.15	29.6	10	2.24	10.2	0.25	0.55	0.22	2.2
2	2311-6	1.26	8430	1880	0.41	2955	0.1	0.1	0.24	1.0
3	2310-3	6.92	13460	2520	4.48	50	0.5	1.1	0.30	2.0

Северная вершина: 1 – 2322-3 ангидрит, гипс; 2 – 2311,6 гипс, ангидрит, барит. Южная вершина: 3 – 2310-3 барит, кальцит, ангидрит. Номера образцов по [3]. Аналитические методы: U – ЛФ, Th – ИНАА, K – РФА-СИ, короткоживущие изотопы – низкофоновая полупроводниковая гамма-спектрометрия на сверхчистом Ge детекторе (ОИГТИМ СО РАН, Березовгеология). При условии равновесия 1 мкг/г U = 12.58 Бк/кг, 1 мкг/г Th = 4.07 Бк/кг, 1% K = 313 Бк/кг <sup>40</sup>K.

## RADIONUCLIDS IN THERMAL DEPOSITS OF THE SUBMARINE PIIP VOLCANO (BERING SEA)

V.I. Andreev, Yu.M. Puzankov, V.A. Bobrov, V.A. Rashidov, M.Yu. Puzankov

Chemical and radioisotope compositions of andesites-rhyodacites and associated sulphate deposits of thermal springs of the submarine Piip volcano have been studied. In general, they are characterized by low U and Th contents and low K (in case of hydrothermally altered rocks). The essentially barium, <sup>226</sup>Ra-enriched rocks from the South summit show increased concentrations of aforementioned elements, which positively correlates with increased Rb, Y, Zr concentrations. Conversely, the slightly radioactive anhydrite pipes and sulphate incrustations (crusts) of the



North summit contain anomalous concentrations of radionuclides and elements typical for sulphide minerals: Cu, Zn, Pb, V, Sb, Ag, and Au.

High activity of the short-lived Ra-isotope is indicative for the young age of the hydrothermal process at the North summit. Isomorphic substitution of barium for radium takes place in the barites of Piip volcano, which causes elevated concentrations of Ra. As a result of substitution the disequilibrium between parental and derived U isotopes increases, whereas the Th/U ratio decreases.

Piip volcano (like Vulkanologov massif as a whole) might be prospective for the geologic exploration.

## **СОСТАВ МАГМ И ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ АНДЕЗИТОВ ВУЛКАНОВ БЕЗЫМЯННЫЙ, АВАЧИНСКИЙ, ШИВЕЛУЧ И КАРЫМСКИЙ ПО ДАНЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ (КАМЧАТКА)**

**Г.Е. Богоявленская<sup>1</sup>, В.Б. Наумов<sup>1</sup>, М.Л. Толстых<sup>1</sup>, С.А. Хубуная<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9, Россия. E-mail: [trave@mail.iks.ru](mailto:trave@mail.iks.ru)*

<sup>2</sup> *Институт геохимии и аналитической химии им. В.МИ. Вернадского РАН, 119991 Москва, Старомонетный пер., 35, Россия. E-mail: [naumov@geokhi.ru](mailto:naumov@geokhi.ru)*

Проблема происхождения андезитов интересовала исследователей в течение всего прошлого века. Набор моделей андезиитообразования достаточно широк. Учитывая сложность проблемы генезиса андезитов, мы в настоящей работе рассматриваем эту проблему с точки зрения результатов, полученных при исследовании расплавных включений в минералах некоторых вулканов.

Проведены исследования расплавных включений в минералах вулканов Шивелуч, Безымянный, Авачинский, Карымский. Кроме того, изучены базальты извержения 1996 г. Карымского вулканического центра и дациты вулкана Дикий Гребень. Используются методы гомогенизации расплавных включений и анализ закаленных стекол этих включений с помощью электронного и ионного микрозонда. Изучено более 200 расплавных включений в минералах из 25 образцов вулканических пород. Установлено, что составы расплавных включений во вкрапленниках андезитов сильно варьируют по основности: содержания  $\text{SiO}_2$  меняются от 56 до 80 мас.%, причем с ростом кремнезема закономерно уменьшаются содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и увеличиваются содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . При этом большая часть (~80%) стекол включений имеет дацитовый и риолитовый состав. Сравнение составов расплавных включений из плагиоклазов андезитов четырех вулканов Камчатки показало значительное их различие. Основные андезиты (56-59%  $\text{SiO}_2$ ) вулкана Безымянный имеют большой разброс составов включений ( $\text{SiO}_2 = 56-81\%$ ). Более кислые андезиты вулкана Шивелуч обнаруживают меньший разброс составов ( $\text{SiO}_2 = 67-79\%$ ). Расплавные включения в андезитах вулкана Карымский оказались более основными; они практически соответствуют составу пород. Возможно, расплавы, формирующие андезиты Карымского, менее дифференцированы. На изученных вулканах также были обнаружены высококалиевые расплавы ( $\text{K}_2\text{O} = 3.8-6.8$  мас.%) независимо от содержаний в этих расплавах  $\text{SiO}_2$  (диапазон от 51.4 до 77.2 мас.%). Впервые установленное широкое разнообразие состава расплавных включений в одних и тех же вкрапленниках плагиоклаза из андезитов вулкана Безымянный свидетельствует о сложной истории кристаллизации этих вкрапленников и, соответственно, эволюции расплавов. По содержаниям летучих компонентов расплавы разных вулканов значительно различаются. Максимальные концентрации  $\text{H}_2\text{O}$  установлены в расплавах вулканов Шивелуч (от 3.0 до 7.2 мас.% при среднем значении 4.7 мас.%) и Авачинский (4.7-4.8 мас.%), более низкие концентрации - в расплавах вулканов Дикий Гребень (0.4-1.8 мас.%) и Безымянный (<1 мас.%). Концентрации хлора в расплавах также различны:

минимальные значения определены в расплавных включениях в минералах вулкана Безымянный (в среднем 0.09 мас.%), максимальные значения - в расплавных включениях в минералах андезитов вулкана Карымский (в среднем 0.26 мас.%). По флюидным включениям CO<sub>2</sub> в плагиоклазах андезитов вулкана Шивелуч определено давление, равное 350-1600 бар, что соответствует глубине магматической камеры 1.5-6 км. Определены концентрации 17 элементов-примесей в стеклах расплавных включений в плагиоклазах четырех вулканов (Авачинский, Безымянный, Дикий Гребень, Шивелуч). По характеру распределения содержаний этих элементов изученные расплавы близки между собой: для всех отмечаются относительные минимумы по Nb и Ti и максимумы по В, К, Ве, Li. По величине отношений Sr/Y, La/Yb, K/Ti и Ca/Sr расплавы близки типичным магмам островных дуг, а их различия между собой обусловлены региональными геохимическими особенностями. Кривые распределения редкоземельных элементов свидетельствуют о различной степени дифференцированности расплавов. На вулкане Карымский они более примитивны, а на вулкане Шивелуч наиболее дифференцированы.

#### **Выводы:**

1. Преобладание дацитовых и риолитовых расплавных включений в минералах андезитов вулканов Шивелуч и Безымянный, возможно, свидетельствует о кристаллизации, главным образом, в верхней, кислой части дифференцированного очага.
2. Полученные данные по редкоземельным элементам и летучим расплавных включений не противоречат петрологическим свидетельствам связи кислых магм зонального очага с основными магмами, существующими в нижних горизонтах тех же очагов.
3. Процесс смешения основных магм с кислыми магмами верхних горизонтов корового очага по существующим представлениям приводит к активизации очага и является спусковым механизмом сильных катастрофических извержений на андезитовых вулканах.

#### Список литературы

1. Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т.1. 302 с. Т. 2. 415 с.
2. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Бабанский А.Д., Толстых М.Д. Генезис андезитов по данным изучения расплавных включений в минералах // Петрология. 1997. Т.5. № 6. С.654-665.

### **MAGMA COMPOSITIONS AND PECULIARITY OF CRYSTALLISATION IN ANDESITES OF BEZMYANNY, SHIVELUCH, AVACHINSKII AND KARYMSKY VOLCANOES (KAMCHATKA) (ACCORDING TO THE DATA ON STUDY OF MELT INCLUSIONS)**

**G.E. Bogoyavlenskaya<sup>1</sup>, V.B. Naumov<sup>2</sup>, M.L. Tolstykh<sup>2</sup>, and S.A. Khubunaya<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Volcanology and seismology, Far East Division, Russian Academy of Sciences, bul'v. Piipa 9, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006 Russia.*

*E-mail: [travel@mail.iks.ru](mailto:travel@mail.iks.ru)*

<sup>2</sup>*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, ul. Kosygina 19, Moscow, 19991, Russia. E-mail: [naumov@geokhi.ru](mailto:naumov@geokhi.ru)*

The problem of andesite formation had arisen by the beginning of the last century. A great number of genetic models were proposed and developed. Our approach is based on a study of melt inclusions in minerals of some of the volcanoes of the Kamchatka region.

The studied basaltic andesites and andesites were sampled from 4 volcanoes: Shiveluch, Bezemyannyi, Avachinskii, and Karymskii. Basalts of the 1996 eruption of the Karymskii

volcanic center and dacites of Dikii Greben' volcano were also studied. More than 200 melt inclusions from 25 rock samples were homogenized, and quenched glasses were analyzed using electron and ion microprobes. The compositions of melt inclusions in andesitic phenocrysts vary in silica contents from 56 to 80 wt %.  $Al_2O_3$ , FeO, MgO, CaO decrease, and  $Na_2O$  and  $K_2O$  increase with increasing  $SiO_2$ . Many inclusions (about 80%) are dacitic or rhyolitic. Comparison of compositions of melt inclusions of plagioclases of the four Kamchatka volcanoes has shown that their compositions differ considerably. Basic andesites (56-59%  $SiO_2$ ) from Bezmyannyi volcano show a great variation of the compositions ( $SiO_2 = 56-81\%$ ). Andesites, especially ones from Bezmyannyi volcano, are unusually high in  $K_2O$  content (1,8 - 6,6 mass %). Andesites from Shiveluch volcano show less variation of compositions of inclusions ( $SiO_2 - 67-80\%$ ) and a great amount of water (up to 5-6 mass %). The composition of melt inclusions of the recent eruption of Karymskiy volcano has proved to be more basic and practically corresponding to the composition of rocks ( $SiO_2 - 55,7 - 67,1\%$ ). High-potassium melts ( $K_2O$  3.8-6.8 wt %) with various  $SiO_2$  from 51.4 to 77.2 wt % were found in minerals of all volcanoes studied. This indicates a contribution of a component selectively enriched in potassium to magmas of the whole region. A great compositional diversity of melt inclusions in plagioclase phenocrysts from Bezmyannyi andesites suggests a complex history of plagioclase crystallization and magma evolution in the andesite formation. Melts from different volcanoes vary strongly in volatile contents. The highest  $H_2O$  contents are found in the melts from Shiveluch (3.0-7.2 wt %, 4.7 wt % on average) and Avachinskii (4.7-4.8 wt %); while  $H_2O$  contents are lower in melts from Dikii Greben' (0.4-1.8 wt %), and Bezmyannyi (<1 wt %). Chlorine contents are also variable. The lowest values are found in Bezmyannyi melts (0.09 wt % on average). The highest Cl contents are typical of melt inclusions in minerals from the Karymskii andesites (0.26 wt % on average). The pressure of 350-1600 bar determined by  $CO_2$  fluid inclusions in plagioclase from Shiveluch andesites suggests a magma chamber at a depth of 1.5-6 km. Concentrations of 17 elements were determined in glasses of melt inclusions in plagioclases from four volcanoes (Avachinskii, Bezmyannyi, Dikii Greben' and Shiveluch). The studied melts show similar trace-element patterns with Nb and Ti minima and B, K, Be, and Li maxima. The melts are close to typical island arc magmas by Sr/Y, La/Yb, K/Ti, and Ca/Sr ratios, and have some specific regional geochemical features. REE patterns sensitive to degree of magma differentiation indicate that Karymskii magmas are most primitive, while Shiveluch magmas are most evolved.

#### Summary

1. The prevalence of dacitic or rhyolitic melt inclusions in andesites minerals from Shiveluch and Bezmyannyi probably testify to crystallization of minerals mainly in the upper part of the strongly zoned magma chamber.
2. The received data on REE elements of inclusions do not contradict the petrological significances of the connection between magmas of the zoned chamber and the basic magmas existing in the bottom horizons of the same chamber.
3. The process of mixture of the basic magmas with acidic melts of the upper part of the chamber on existing representations results in activation of the chamber and is the trigger mechanism of strong catastrophic eruptions on andesitic volcanoes.

#### References

1. Deistvuyushie vulkany Kamchatki (Aktive Volcanoes in Kamchatka), Moscow: Nauka, 1991, vol. 1, vol. 2.
2. Naumov, V.B., Kovalenko, V.I., Babanskii, A.D., and Tolsykh, M.L. Genesis of Andesites: Evidence from Melt Inclusion in Minerals, Petrologiya, 1997, vol. 5, no. 6, pp. 654-665.

## **ЭВОЛЮЦИЯ КИНЕМАТИКИ ФЛАНГОВОЙ ОБЛАСТИ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОКЕАН-КОНТИНЕНТ С ПОЗДНЕГО МЕЗОЗОЯ ДО ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА**

**О.Н. Егоров**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Россия*

В течение 110 млн. лет в пределах северо-восточного фланга зоны перехода Тихий океан – Евразийский континент существовали две области с разной кинематикой и стилем структурообразования и деформаций: блоковых на северо-западе и складчатых и сопряженных с ними надвиговых и поддвиговых на юго-востоке. С течением времени происходило перемещение этих областей и границы между ними на юго-восток.

Различный стиль деформаций и структурообразования был обусловлен различием хрупких и пластичных свойств литосферы обеих областей и различием их кинематики.

В истории эволюции зоны перехода выделяются этапы-состояния, формирующие геологические комплексы по вещественным, фациальным, структурным признакам, отличные от смежных с ними геологических комплексов, объединяемые в три стадии. Первая продолжительностью 40-45 млн.лет охватывает альб-сеноман-туронский, коньяк-сантон-кампанский и маастрихт-датский этапы. Вторая стадия продолжительностью около 40 млн.лет охватывает палеоцен-раннеэоценовый и позднеэоцен-олигоценый этапы. Третья стадия продолжительностью 26 млн.лет, продолжающаяся и в голоцене, охватывает позднеолигоцен-раннемиоценовый, средне-позднемиоценовый, плиоцен-раннеплейстоценовый и современный этапы. При этом палеоцен-раннеэоценовый и позднеолигоцен-раннемиоценовый этапы носили переходный характер.

На первой стадии существуют континентальная и океаническая области, граница между которыми на первом этапе обозначена континентальной ступенью, разделяющей шельфовые и абиссальные фации. Континентальная ступень, очевидно, была областью выхода палеозоны Беньофа. На последующих этапах шельфовая зона была поднята и превратилась в береговой хребет и расположенную за ним лагуну. Деформации этой области носили блоковый характер в условиях растяжения.

В океанической области господствовало пластичное скупивание в условиях поддвигания океанической литосферы под континентальную в северо-западном направлении. При этом, помимо поддвигания в палеозоне Беньофа, в океанической области сформировались Ватынский и Энмоваямский надвиги. Кордильера, начавшая формироваться в связи с Ватынским надвигом, на заключительном этапе отделила от океанической области прилегающий к континенту флишевый прогиб.

Формирование морфоструктур и деформации в их пределах объяснимы двухконтурной конвекцией в астеносферном слое.

На каждом из этапов с зонами наиболее активных поддвигов или надвигов связаны глубинные аллохтоны, доставлявшие на поверхность мантийные или нижнекоровые отторженцы, представленные базит-гипербазитовыми телами.

На второй стадии океаническая область с характерным скупиванием осадков, вызванных пластичным поддвиганием океанической литосферы в северо-западном направлении, постепенно отступает на юго-восток и полностью инверсирует на переходном этапе, сформировав Олюторскую зону палеогеновой складчатости. Северной границей этой зоны является система Ватынского надвига, активного на протяжении всей стадии.

Северо-западнее этой области закладывается, а затем формируется сложная система грабенов, протягивающихся в северо-восточном направлении. Формирование их происходило в обстановке растяжения субконтинентальной литосферы в направлении северо-запад - юго-восток. Условием, объясняющим такую кинематику литосферы, является четырехконтурная конвекция в астеносферном слое.

На третьей стадии вся литосфера суши, включая Олюторскую зону, деформируется в режиме хрупкого разрушения, при этом в юго-восточной приокеанической области

господствует режим сдавливания и мелкоблокового торошения литосферы. В северо-западной области господствует режим растяжения и образования сложной системы грабенов общего северо-восточного простирания. Оба вектора, как сжатия, так и растяжения, имеют северо-западное направление. Учитывая эшелонированное положение полуостровов юго-восточной области, кинематику литосферы можно объяснить ротацией пяти конвектирующих тел в астеносфере. Последовательное смещение свойств литосферы – потеря пластичности, смена ее хрупкостью – в юго-восточном направлении объясняется не только увеличением ее толщины за счет сучивания коры, но и изменением реологических свойств, связанным с уменьшением теплового потока. Последнее обстоятельство является следствием теплопотерь конвектирующими астеносферными телами.

## **KINEMATICS EVOLUTION OF FLANK AREA OF THE OCEAN-CONTINENT TRANSITIONAL ZONE DURING LATE MESOZOIC – LATE PLEISTOCENE**

**O.N.Egorov**

*Institute of Volcanology and Seismology (IViS) FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

During the last 110 million years within the northeast flank of the Pacific – Eurasia transitional zone two zones of different kinematics and style of structure and deformations exist: zone of the block deformation in the northwest and zone of folding and related to it thrust and underthrust in the southeast. During the time there was a moving of these areas and of their borders to the southeast. The difference in style of deformation and structure formation has been caused by distinction of fragile and plastic properties of both lithosphere regions and distinction of their kinematics. In the history of evolution of the transitional zone there are three stages, which reflect conditions of geological complexes formation and based on the chemical, facial and structural attributes which differ between the neighboring adjacent geological complexes. The first one lasted for 40-45 m.y. covers Alb-Senomian-Turon, Cognac-Santon-Campagne and Maastricht-Danish stages. The second stage extended approximately 40 m.y. covers Palaeocene-Early Eocene and Late Eocene-Oligocene stages. The third stage extended 26 m.y. is continued in Holocene and covers Late Oligocene-Early Miocene, Middle and Late Miocene, Pliocene-Early Pleistocene and modern stages. Thus Palaeocene-Early Eocene and Late Oligocene-Early Miocene stages had transitive characteristics. There were continental and oceanic areas at the first stage; the boundary between them made by the continental step dividing shelf and abyssal facies. The continental step, obviously, was the area of the Benioff palaeozone output. At the following stages the shelf zone has been lifted and has turned to a coastal ridge and the lagoon located behind it. The deformations of this area were of the block character in conditions of stretching. In the ocean area a plastic accretion was dominated in condition of oceanic lithosphere underthrusting northwestward under the continent. Besides the underthrusting in the Benioff palaeozone, Vatyna and Enmovajam thrusts were formed in oceanic area. The cordillera, which started to form in connection with Vatyna thrust at the final stage, separated from oceanic area adjoining to continent flisch basin. The morphostructure formation and their deformations can be explained by two-contour convection in an asthenospheric layer. On each stage deep-located allochtones, which delivered to a surface a mantle and/or lower crust xenoliths (presented by mafic and ultramafic bodies) are connected to the most active underthrusting or thrusting zones. At the second stage the oceanic area with typical accretion of sediments, caused by plastic underthrusting of the oceanic lithosphere northwestward, gradually recedes southeastward and completely inverted during transitive stage, formed the Olyutorka zone of the Palaeogenic folding. The northern border of this zone is the Vatyna Thrust systems which were active during the all stage. To the northwest from this area the complex system of grabens was founded and then formed with extension to the northeast. Their formation occurred in conditions of

subcontinental lithosphere stretching in a northwest – southeast direction. The scenario explaining such lithosphere kinematics is four-contour convection in asthenosphere layer. During the third stage continental lithosphere, including the Olyutorka Zone, was deformed in a fragile destruction mode, thus in southeast near-ocean areas the mode of squeezing and small blocks lithosphere destruction was dominate. In the northwest area the mode of stretching dominated and formation of complex system of grabens oriented generally northeastward occurred. Both vectors of compression and stretching have a northwest direction. Counting an echeloned position of peninsulas of southeast area, it is possible to explain a kinematics of lithosphere by rotation of five convecting bodies in asthenosphere. The consecutive changing of lithosphere properties - loss of plasticity, replaced by fragility - in a southeast direction can be explained not only by the increase in its thickness in relation with crust accretion, but also by the change of reological properties, caused by the reduction of heat flow. The last circumstance is consequence of the heat loss of convecting asthenosphere bodies.

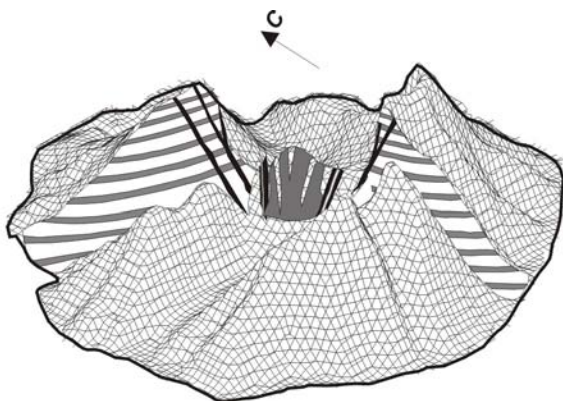
## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА ХАРЧИНСКИЙ, (КАМЧАТКА)

**Н.В. Горбач, С.А. Хубуная**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия.*

*E-mail: [n\\_gorbach@mail.ru](mailto:n_gorbach@mail.ru)*

Высокомагнезиальные базальты островных дуг рассматриваются как производные родоначальных расплавов, равновесных с веществом верхней мантии [1,2,6]. Позднеплейстоценовый вулкан Харчинский является единственным стратовулканом на Камчатке, эффузивно-пирокластический разрез которого представлен магнезиальными вулканитами [1]. Центральная часть вулкана значительно эродирована. Это дает редкую возможность исследовать продукты магнезиальных магм разной степени дифференцированности от начальных излияний и до завершающих стадий.



Эффузивный разрез вулкана представлен маломощными потоками лав магнезиальных базальтов с прослоями грубой пирокластики того же состава (Рис.1). В кальдере вулкана вскрываются субпараллельные дайки субщелочных долерито-базальтов, долеритов, габбро-долеритов, андезибазальтов и спессартитов.

На основании петрографического и микрозондового изучения в лавовом разрезе вулкана были выделены магнезиальные оливин-клинопироксеновые, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые и высокомагнезиальные пироксен-оливиновые разности базальтов. Наиболее молодые разности базальтов имеют субщелочную специфику. Повышенная щелочность обусловлена присутствием калиевого полевого шпата. Кислый щелочной состав имеют и интерстициальные стекла изученных базальтов.

Вкрапленники оливина эффузивов и ксенолитов ультраосновных пород из даек резко отличаются по составу. Оливины из ксенолитов характеризуются более высокой магнезиальностью и низкими содержаниями CaO (0.01-0.03) мас.%, что свидетельствует об их мантийном происхождении.

Магнезиальные базальты относятся к умерено-калиевой и высоко-калиевой известково-щелочной серии пород (Рис.2). Вверх по лавовому разрезу наблюдается незначительное увеличение концентрации щелочей. Последние, наиболее

дифференцированные порции расплава, фиксирующиеся в виде даек центральной части массива, характеризуются резким накоплением щелочей.

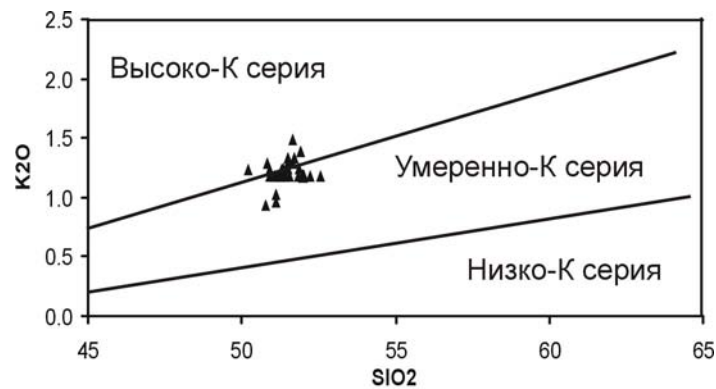


Рис.2 Классификационная диаграмма эффузивов Харчинского вулкана по Gill, 1981.

Все вулканы имеют сходные петрохимические и минералогические особенности. Они относятся к единой серии пород, сформировавшейся при дифференциации одного магматического источника.

#### Список литературы

1. Волюнец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзински Дж.М. Харчинский и Заречный вулканы – уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: вещественный состав вулканических пород. // Вулканология и сейсмология. 1999. № 1. С.31-45.
2. Волюнец О.Н., Пономарева В.В., Бабанский А.Д. Магнезиальные базальты андезитового вулкана Шивелуч // Петрология. 1997. Т.5. № 2. С.206-221.
3. Кутыев Ф.Ш., Эрлих Э.Н. К петрологии базальтов Харчинской группы вулканов. // Бюл. Вулканол. станций. 1973. № 49. С.83-92.
4. Меняйлов А.А. Вулканы Харчинских гор // Тр. Лаб. вулканологии. 1949. Вып.6. С.53-61.
5. Хубуня С.А., Богоявленский С.О., Новгородцева Т.Ю., Округина А.И. Минералогические особенности магнезиальных базальтов как отражение фракционирования в магматической камере Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С.46-68.

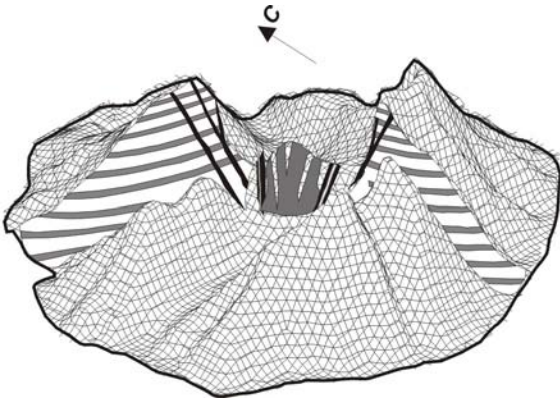
### **GEOLOGICAL STRUCTURE AND PETROCHEMICAL FEATURES OF MAGNESIAL BASALTS OF KHARCHINSKY VOLCANO, (KAMCHATKA)**

**N.V.Gorbach, S. A. Khubunaja**

*Institute of volcanology and seismology the Russian Academy of Science, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia. E-mail: [n\\_gorbach@mail.ru](mailto:n_gorbach@mail.ru)*

High-magnesian basalts of island arcs are considered to be derivatives from parent melts that were in equilibrium with upper mantle [1, 2, 6]. The post-Pleistocene Kharchinsky volcano is the only stratovolcano in Kamchatka, which is composed mainly of magnesian volcanic rocks [1].

The central part of the volcano is exposed by erosion. This provides a unique opportunity to investigate high-magnesian magmas of different degrees of differentiation, which sequence has erupted throughout the life of the volcano. The effusive section of the volcano consists of small lava flows of magnesian basalts with layers of coarse pyroclastic rocks of the same composition (fig. 1). Sub-parallel dykes of sub-alkaline dolerite-basalts, doletrites, gabbrodolerites, basaltic andesites, and spessartites are exposed inside the caldera of the volcano.



Based on petrographic examinations and microprobe analyses we identified three types of basalts: (1) magnesian olivine-clinopyroxene, (2) plagioclase-olivine, and (3) high-magnesian. The youngest basalts are characterized by elevated concentrations of alkalis and contain potassium feldspars. The concentrations of alkalis in the groundmass glass are the same as that of whole rocks. Olivines in basalts and olivines in ultramafic xenoliths from dikes show significant compositional differences, i.e. the olivines from xenoliths are characterized by higher MgO and

lower CaO (0.01-0.03 wt %) concentrations, which suggests the mantle origin of the later.

Magnesian basalts belong to moderately-potassic and high-potassic calc-alkaline rock series (fig. 2). An insignificant upward increase of concentrations of alkalis is observed across the lava cross-section. The latest and most differentiated portions of melts, which occur in dikes of the central part of the volcano, are characterized by high concentrations of alkalis.

All eruptive products of Kharchinsky volcano have similar petrochemical and mineralogical characteristics and form uniform series of rocks, which suggests their origin from a single magma source.

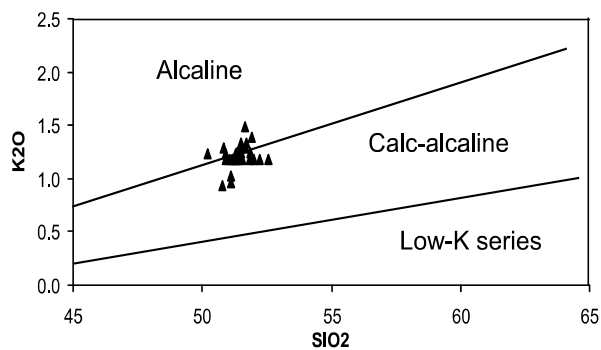


Fig.2

#### References

1. Volynets O.N., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Yagodzinsky G. M. Harchinsky and Zarechny volcanos - the unique centers позднеплейстоценовых магнезиальных basalts on Kamchatka: material structure of volcanic breeds. // *Volcanology and seismology*. 1999. № 1. With. 31-45.
2. Volynets O.N., Ponomareva V.V., Babansky A.D. Magnezial basalts of andesit volcano Shiveluch // *Petrology*, 1997. T.5. №2. with 206-221.
3. Kutjev F.S., Ehrlich Э.Н. To petrology of basalts of the Kharchinsky group of volcanos. // *Бюл. Volcanolog. Stations*. 1973. № 49. With. 83-92.
4. Menyailov A.A. volcano of mountains Harchinsky // *Тр. А lab.volcanology*. 1949. issue. 6. with 53-61.
5. Hubunaja S.A., Bogojavlenskij S.O., Novgorodtseva T.J., Okrugina A.I. Mineralogical features of magnesian basalts as reflection of fractioning in magmatic chamber of the volcano Kljuchevskoy // *Volcanology and seismology*. 1993. №3. With. 46-68.



## ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КАРЫМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА

**Б.В. Иванов**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН  
г. Петропавловск-Камчатский, Россия*

Изучение особенностей глубинного строения, геолого-структурное положение вулканов в центральной части Карымской кольцевой структуры (ККС), изучение продуктов извержения в. Карымского и Нового эруптивного центра (НЭЦ, кратер Токарева) в 1996-2000 гг. позволяют обосновать петрологическую модель вулканического процесса, которая укладывается в следующую схему.

1. Глубинное строение района в. Карымского и НЭЦ представляет собой сложно построенную геологическую систему, состоящую из разноглубинных и разнодифференцированных магматических очагов, имеющих и не имеющих связь с верхней мантией. Одни из этих очагов стабилизировались в виде гранитоидных интрузий с комплексом даек различного состава, другие, связанные разломами с верхней мантией, продолжали существовать в виде периферических и коровых магматических очагов. Мантийные и коровые разломы и оперяющие их трещины в местах пересечения создавали ослабленные зоны, т.н. структурные узлы, благоприятные для образования магматических очагов, новых вулканических центров и распределения магматического вещества в верхних горизонтах земной коры. В пределах ККС в ее апикальной части существует два таких участка: в районе кальдеры вв.Карымского и Академии Наук и к северо-востоку от в.Карымского, в зоне развития экструзивных и моногенных образований.

В периоды эндогенной и тектонической активности базальтовая магма по магмоактивным разломам внедрялась в систему магматических очагов, в одних случаях достигала поверхности, проходя сквозь кислые магматические очаги и захватывая с собой стенки очаговых зон в виде гранитоидных ксенолитов (извержение НЭЦ), в других проходя мимо очагов (конус Лагерный), в третьих случаях внедряясь в магматические очаги действующих вулканов (в.Карымский).

2. Проходя сквозь кислые очаги или минуя их, базальтовая магма при большой скорости внедрения не успевает дифференцироваться и поступает на поверхность в виде толеитовых базальтов, и только незначительная часть ее в условиях быстрой декомпрессии дифференцируется до риолитовых пемз и обсидианов. Попадая в магматический очаг в. Карымского, базальтовая магма резко нарушает равновесную магматическую систему вулкана, вызывая бурную дегазацию и, как следствие, извержение.

3. При попадании базальтовой магмы в очаг в.Карымского происходит ее смешение с дацитовой магмой. Петрографические и петрологические особенности двупироксеновых андезитов указывают на реальность процесса смешения магм.

4. Анализ петролого-геохимических и изотопных данных по вулканитам извержения в. Карымского и НЭЦ, а также гранитоидным ксенолитам свидетельствует об их генетическом единстве. Появление толеитовой тенденции, увеличение мафичности в извергнутых андезитах в. Карымского может быть объяснено поступлением базальтового материала в коровый магматический очаг и меняющийся при этом режиме  $f_{O_2}$ . Увеличение основности вулканического стекла в лавах в.Карымского в начале извержения и появление андезитов с содержанием  $SiO_2$  – 58% также указывает на заметную роль базальтового материала в генезисе двупироксеновых андезитов. Гранитоидные ксенолиты, возраст которых по  $Ar^{40}/Ar^{39}$  методу составляет 0,34-0,055 млн.лет, являются интрузивными аналогами андезитов, дацитов, и представляют собой фрагменты близповерхностных интрузивных тел, часть которых, по-видимому,

находится в разогретом состоянии. Глубинна становления интрузий 1-3 км, температура кристаллизации отвечает интервалу 850-890°C.

5. Спусковым механизмом, вызвавшим извержение в. Карымского и образование НЭЦ явились сейсмические события в центральной части ККС, активизирующие тектономагматическую систему, а последующий затем тектонический удар, землетрясение с  $M = 7$  на глубине 8 км вызвали резкое усиление активности вулкана Карымского и фреатомагматическое извержение в кальдере в. Академии Наук.

## A GEOLOGICAL-PETROLOGICAL MODEL OF THE KARYMSKY VOLCANIC CENTER

**B.V. Ivanov**

*Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

Research on deep structure, the geological-structural location of volcanoes in the central part of the Karymsky circular structure (KCS), and study of the eruptive products of Karymsky volcano and a new eruptive center (NEC, Tokarev's crater) from 1996-2000 provides the basis for the following petrological model:

Karymsky volcano and NEC area deep structures are a complex geological system consisting of magmatic chambers of different depths and degrees of differentiation. Some chambers are connected and others are not connected with the upper mantle. Some of these chambers stalled to form granitoid intrusions and associated dike complexes of various compositions. Others connected with the upper mantle by means of fractures persist in the form of peripheral and crustal magmatic chambers. Mantle and crustal fractures and associated fissures form zones of weakness where they intersect. These are the so-called «structural knots» favorable for the formation of magmatic chambers and new volcanic centers, as well as for the magmatic substance distribution in the upper crust. Within the KCS boundary there are two such areas: (1) the area of the Karymsky and Akademii Nauk caldera and (2) to the northeast of Karymsky volcano in the area of extrusive and monogenetic eruptive products.

During periods of endogenic and tectonic activity, basalt intruded into the system of magmatic chambers through fractures. In some cases, it reached the surface passing through acid magmatic chambers incorporating material from chamber walls in the form of granitoid xenoliths (NEC eruption). In other cases, the basalt passed beside magma chambers (cone Lagerny), and still others intruded into magmatic chambers of active volcanoes (Karymsky volcano).

1. Basaltic magma going through acid chambers at high rate of intrusion or basalt bypassing silicic chambers avoiding has no time for differentiation and hence reaches the surface in the form of tholeiitic basalts. Under conditions of fast decompression only a portion may differentiate to rhyolite pumices and obsidians. When the basaltic magma intrudes the Karymsky volcano magmatic chamber, it suddenly upsets the magmatic system causing violent degassing and eruption as a consequence.
2. When the basaltic magma intrudes the Karymsky volcano magma chamber, it mixes with the dacite, a process supported by petrological and petrographic features of bipyroxene andesites.
3. Analysis of petrological-geochemical and isotopic data for eruptive products of Karymsky and NEC eruptions as well as that of granitoid xenoliths confirm their genetic relationship. Appearance of a tholeiitic tendency and the increase of mafites in the andesites erupted from the Karymsky volcano can be explained by basaltic influx into the crustal magmatic chamber and  $f_{O_2}$  changing under these conditions. Volcanic glass from the beginning of the Karymsky eruption decreases in silica content. In addition, the appearance of andesites containing 58% of  $SiO_2$  also show that the basalt material is of considerable importance for the genesis of two-pyroxene andesites. Granitoid xenoliths which according to  $Ar^{40}/Ar^{39}$  method have the

age of 0,34-0,055 million years are the intrusive analogues of andesites and dacites. They represent fragments of near-surface intrusive bodies part of which, apparently, was at an elevated temperature. The depth of intrusions is 1-3 km and crystallization temperature corresponds to the interval 850-890 °C.

4. The triggering mechanism for the Karymsky volcano eruption and NEC formation were the seismic events that occurred in the central part of KSC and activated the tectonic-magmatic system. The following tectonic shock – an earthquake with  $M=7$  at a depth of 8 km - caused sudden rise of activity of the Karymsky volcano as well as phreatic-magmatic eruption in Caldera Akademii Nauk.

## СЕЙМОТЕКТОНИКА И ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ БУХТЫ СОЛДАТСКОЙ (КАМЧАТКА) В ГОЛОЦЕНЕ

Е.А. Кравчуновская<sup>1</sup>, Т.К. Пинегина<sup>2</sup>, Джоанна Буржуа<sup>3</sup>, Кевин Педоха<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия.

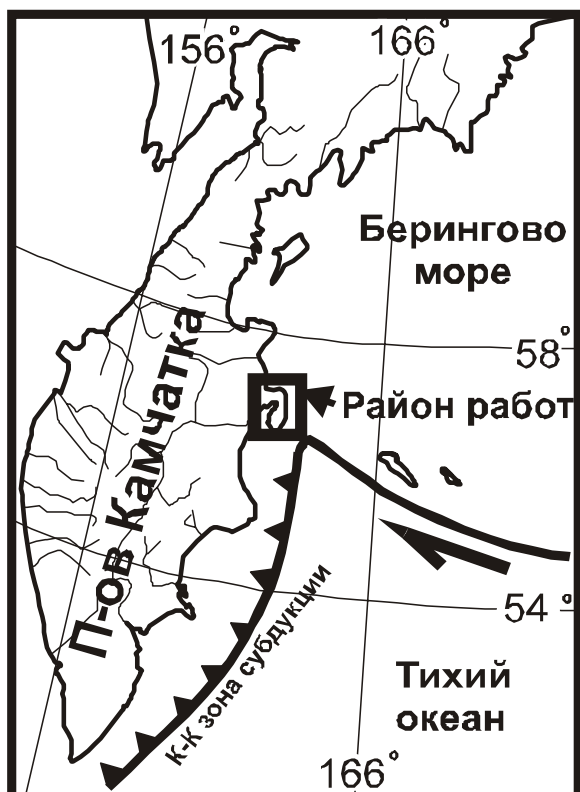
E-mail: [katja832003@mail.ru](mailto:katja832003@mail.ru)

<sup>2</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Россия.

E-mail: [pinetk@kcs.iks.ru](mailto:pinetk@kcs.iks.ru)

<sup>3</sup> Университет штата Вашингтон, США. E-mail: [jbourgeo@u.washington.edu](mailto:jbourgeo@u.washington.edu)

<sup>4</sup> Парижский Университет, Франция. E-mail: [pedojak@yahoo.fr](mailto:pedojak@yahoo.fr)



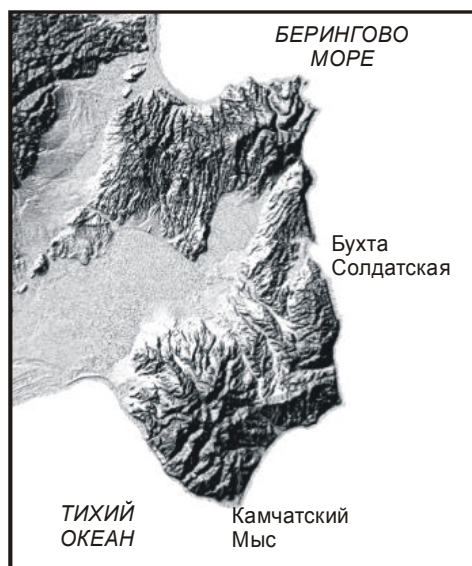
В 2003 г. впервые были проведены детальные работы по изучению голоценовой истории и сеймотектонического режима бухты Солдатской. Бухта расположена между двух «блоков», формирующих п-ов Камчатского Мыса. Южный блок, являясь частью фронтальной островной дуги, расположен в районе сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островодужных систем [1]. В связи с этим, для него характерны большие скорости поднятий (до 1 см/год в позднем голоцене [3], [4]. Северный блок расположен уже вне зоны субдукции. Для него характерны довольно медленные (и, вероятно, разнонаправленные) дифференцированные движения.

В ходе палеосейсмологических исследований в бухте Солдатской было установлено, что одним из основных факторов, определявших ее развитие в голоцене, являлись дифференцированные тектонические движения, которые удалось

оценить, изучая морфологию, геологическое строение и возраст береговых валов и морских террас [2], [4]. Определение возраста береговых форм рельефа основывалось на тефрохронологии и тефростратиграфии [5],[6].

Суммарное направление тектонических движений в бухте Солдатской за последние 6 тысяч лет положительно, средняя скорость составляет около 0.1 см/год. О тектонических движениях, происходивших в интервале 6-4 тысячи лет назад, однозначно судить сложно. Можно лишь предположить, что в то время происходило некоторое

опускание голоценовой террасы. Приблизительно с 4 тысяч лет назад и до 1854 года в бухте происходило тектоническое поднятие. Его средняя скорость за период с 1950 г. до н.э. по 250 г. н.э. составила 0.04 см/год, за период с 250 г. н.э. по 590 г.н.э. – 0.23 см/год, а с 590 по 1854 год – 0.1 см/год. С 1854 по 1964 год в бухте произошло быстрое опускание со средней скоростью 1.2 см/год. Таким образом, этапы ускорения поднятий в бухте Солдатской сменялись этапами их замедления и даже опусканиями. В ходе работ было так же выявлено, что скорости тектонических движений были различны для южной и северной частей бухты.



По полученным данным было установлено, что на побережье бухты происходили не только дифференцированные тектонические движения, но и крупноамплитудные косейсмические деформации, связанные с отдельными сильными землетрясениями. В бухте Солдатской именно резкие вертикальные деформации земной поверхности явились основной причиной формирования многочисленных береговых валов. Чем меньший промежуток времени мы рассматривали (закрепляя таким образом сейсмическое событие в более узкие временные рамки), тем большую амплитуду вертикальных движений получали. Это хорошо объясняется тем, что за большие промежутки времени мы получаем среднюю скорость движения, упуская при этом единичные сейсмические события. Рассматриваемые промежутки

времени определялись наличием маркирующих горизонтов тефры.

На основе оценки сеймотектонического режима территории и целого ряда полевых наблюдений была составлена палеогеоморфологическая схема на побережье бухты Солдатской и прилегающие участки, реконструированы ключевые моменты ее голоценовой истории.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов: РФФИ № 03-05-64584,03-05-78027, NSF № EAR 0125787.

#### Список литературы

1. Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования. В сб. Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский. 2001. С.
2. Кравчуновская Е.А. История и факторы развития бухты Солдатская (п-ов Камчатка) в голоцене. Тез. на междунар. Конференции студентов и аспирантов. Москва. МГУ. 2004. С.
3. Мелекесцев И.В., Курбатов А.В., Певзнер М.М., Сулержицкий Л.Д. Доисторические цунами и сильные землетрясения на полуострове Камчатском (Камчатка) по данным тефрохронологических исследований // Вулканология и сейсмология. № 4-5. 1994. С.
4. Пинегина Т.К. Цунами на Тихоокеанском побережье Камчатки за последние 7000 лет: диагностика, датировка, частота. В сб. Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. С.
5. Braitseva O. A., Ponomareva V. V., Sulerzhitsky L. D., Melekestsev I. V., Bailey J. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 1997. V.47. P.
6. Pinegina T.K., Bourgeois J., Bazanova L.I., Melekestsev I.V., Braitseva O.A., A millennial-scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay coast, Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 2003. V. 59. P.

## SEISMOTECTONICS AND EVOLUTION OF SOLDATSKAYA BAY (KAMCHATKA) DURING THE HOLOCENE

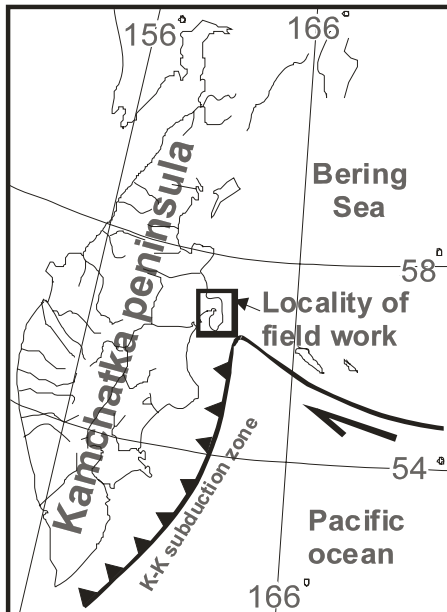
E.A. Kravchynovskaya<sup>1</sup>, T.K. Pinegina<sup>2</sup>, Joanne Bourgeois<sup>3</sup>, Kevin Pedoja<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Moscow State University, Russia. E-mail: [katja832003@mail.ru](mailto:katja832003@mail.ru)

<sup>2</sup>Institute of Volcanology & Seismology FEB RAS, Russia. E-mail: [pinegtk@kcs.iks.ru](mailto:pinegtk@kcs.iks.ru)

<sup>3</sup>University of Washington, USA. E-mail: [jbougeo@u.washington.edu](mailto:jbougeo@u.washington.edu)

<sup>4</sup>University of Paris, France. E-mail: [pedojak@yahoo.fr](mailto:pedojak@yahoo.fr)

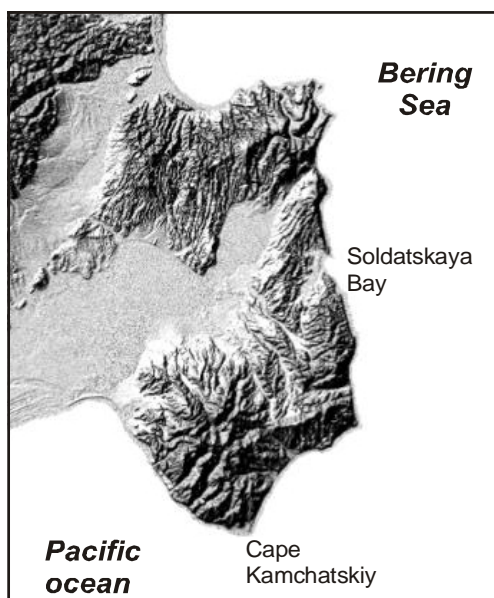


In 2003 we conducted detailed research on the Holocene seismotectonic evolution of Soldatskaya Bay, Kamchatka. The bay is located between two tectonic «blocks», which constitute Kamchatsky Mys Peninsula. The southern block represents a part of the island arc front and is located at the junction of the Kurile-Kamchatka and Aleutian arcs [1]. This block is characterized by rapid uplift (up to 1 cm per year during the Late Holocene) [3, 4]. The northern block is located beyond the active subduction zone. It is characterized by rather slow differentiated movements.

During our paleoseismological research in Soldatskaya Bay we have found that the main factors influencing its evolution in the Holocene were differentiated tectonic movements, which have been studied based on morphology, geological structure and ages of the beach ridges and marine terraces [2, 4]. Ages of the coastal landforms have been determined based on tephrochronology [5, 6]. The resulting direction of tectonic

movements in Soldatskaya Bay during the last 6000 years is positive at an average rate of ~0.1 cm/yr. Tectonic movements within the interval of 6-4 ka BP are difficult to assess. We suggest that during this time some subsidence of the Holocene terrace occurred. Alternatively, there is some evidence in the North Pacific for a mid-Holocene highstand. Starting from ~4 ka BP and up to 1854 the bay has been experiencing tectonic uplift.

During the period from 1950 BC to 250 AD its average rate was 0.04 cm/yr; during the period from 250 AD to 590 AD - 0.23 cm/yr; and from 590 to 1854 AD - 0.1 cm/yr. From 1854 to 1964 the bay experienced rapid subsidence at an average rate of 1.2 cm/yr. As we see, periods of rapid uplift in Soldatskaya Bay alternated with periods of slow uplift or even subsidence. Rates of tectonic movements were different in south and north



parts of the bay. The time intervals were singled out based on dated tephra layers preserved in the coastal sections.

The data obtained have allowed us to document not only differentiated tectonic movements but also large coseismic deformations related to individual strong earthquakes. In Soldatskaya Bay, abrupt vertical deformations of the surface have resulted in the formation of numerous beach ridges. The shorter the time interval we choose for our calculations, the larger the calculated amplitude of the vertical movements. This is explained by the fact that regarding

long intervals, we get an average rate of movements, and are not able to single out individual seismic events.

Based on seismotectonic studies and field data we have compiled a paleogeomorphological sketch map of the Soldatskaya Bay coast and adjacent area and reconstructed key events in its Holocene history.

This work was support by :

Russian Academy of science (grant # 03-05-64584, # 03-05-78027) & National Scientific Foundation (grant # № EAR 0125787).

#### References

1. Avdeiko G.P., Popruzhenko S.V., Palueva A.A. Modern structure of the Kurile-Kamchatka region and magma-forming conditions/ Geodynamics and volcanism of the Kurile-Kamchatka island-Arc-System. Petropavlovsk-Kamchatski., 2001 (in Russian).
2. Kravchynovskaya E.A. The history and development factors of Soldatskaya Bay (Kamchatskiy Cape Peninsula) in Holocene/ Abstract for International student conference, Moscow, MSU, 2004 (in Russian).
3. Melekestsev I.V., Kurbatov A.V., Pevzner M.M., Sulergitskiy L.D. Prehistoric tsunamis & strong earthquakes at Kamchatskiy Cape Peninsula (Kamchatka) by tephrochronological studies/ Volcanology & seismology, Vol. 4-5, 1994 (in Russian).
4. Pinegina T.K. Tsunamis on the Pacific coast of Kamchatka for the last 7000 yr.: the diagnostics, dating, frequency/ Geodynamics and volcanism of the Kurile-Kamchatka island-Arc-System. Petropavlovsk-Kamchatski., 2001 (in Russian).
5. Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L. D., Melekestsev I.V., Bailey J. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 1997. V.47.
6. Pinegina T.K., Bourgeois J., Bazanova L.I., Melekestsev I.V., Braitseva O.A., A millennial-scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay cost, Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 2003. V. 59.

## **ПРИНЦИП МИНИМИЗАЦИИ ГРАВИТАЦИОННОЙ ЭНЕРГИИ ЗЕМЛИ И МЕХАНИЗМЫ ЕГО РЕАЛИЗАЦИИ**

**В.В. Кузнецов**

*Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН  
Институт геофизики СО РАН, Новосибирск, 630090, Россия*

Звезды, планеты и их большие спутники имеют форму шара, точнее, эллипсоида вращения. Этот, с первого взгляда ординарный факт, имеет под собой весьма не тривиальную физику и важные последствия, определяющие природу механизмов, действующих на звездах и планетах. Действие Принципа минимизации гравитационного потенциала приводит к стремлению всех космических объектов (звезд, планет и больших спутников), образовавшихся под действием сил самогравитации, минимизировать свою поверхность (поверхность геоида – на Земле) и принять форму шара (эллипсоида вращения). Принцип реализуется путем «течения» вещества поверхностного слоя твердых планет, которое на Земле принято называть геодинамикой. Геодинамика, т.е. движение материков и расширение океанов изменяет лик Земли и является причиной сейсмичности, вулканизма и образования гор и впадин. Выяснение причин и механизмов этого движения представляет одну из важнейших задач физики Земли.

## **PRINCIPLE OF THE EARTH'S GRAVITATIONAL ENERGY MINIMIZATION AND THE MECHANISMS OF ITS EMBODIMENT**

**V.V. Kuznetsov**

*Institute of Cosmophysical Researches and Radio Wave Propagation DVO RAN.  
Institute of Geophysics, Siberian Branch, RAN, Russia*

Stars, planets with their satellites are having a spherical, to be exact, ellipsoid form. Though seeming to be a trivial well known fact, it does base on nontrivial physics and results in consequent mechanisms taking place at stars and planets. Application of the minimization method of gravitational potential is leading for each cosmic object, due to its auto-gravitational forces, striving to minimize its surface and to have a spherical form. This method is to simulate surface layer motion in solid planets. This process on the Earth is known to be a geodynamics. Being continents motion and expansion of the oceans, geodynamics is changing the Earth's face and is responsible for seismicity, volcanism and the mountains and cavity formation. To understand geodynamics is the main problem of the Earth physics.

## **КАЛЬДЕРНЫЙ КОМПЛЕКС ПОЛОВИНКА-ОДНОБОКАЯ-АКАДЕМИИ НАУК, КАМЧАТКА: СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И МАГМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ**

**В.Л. Леонов, Е.Н. Гриб**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 683006, Петропавловск-Камчатский,  
Бульвар Пуйна, 9, Россия. E-mail: lvl@kcs.iks.ru*

Представлены результаты геологических, петрологических и геохимических исследований, проведенных недавно в районе кальдерного комплекса Половинка-Однобокая-Академии Наук, расположенного в южной части Карымского вулканического центра на Камчатке (рис.1). В пределах центра известно семь кальдер, которые образовались 0.18-0.13 млн. лет назад. Показано, что кальдеры на этом участке располагаются в пределах плиоцен-четвертичного вулканического пояса и приурочены к участкам, где этот пояс накладывается на глубокий прогиб фундамента. Главными структурными элементами, которые определяют позицию кальдер, являются разломы, ограничивающие такие прогибы. Кальдеры располагаются в тех местах, где системы поверхностных разрывов пересекают осложняющие разломы или грабены, имеющие поперечное или секущее положение. В таких узлах обычно формируются устойчивые, длительно существующие зоны проницаемости земной коры, в которых происходит постоянный подъем магм и гидротермальных флюидов, и на поверхности формируются сложные вулканические постройки, отличающиеся многовыходным вулканизмом и наличием экструзивных куполов дацитового и риолитового состава.

Рассчитаны физико-химические условия кристаллизации расплавов. Показано, что при формировании каждой из кальдер расплав в верхнекоровом очаге на предэруптивном этапе был в достаточной степени эволюционирован с формированием градиентов по составу, температуре и содержанию летучих (рис.2). Неравновесность минеральных фаз в продуктах катастрофических извержений, появление в разрезах пемзовых туфов слоев шлаков базальтоидного состава, особенности извержения 1996 г. в оз. Карымское, указывают на существование в недрах структуры разноглубинных, взаимодействующих магматических очагов. Сделана оценка минимальной глубины кровли верхнекорового очага (или системы очагов) – 5-7 км (1.2-2.2 кбар). Присутствие высокоглиноземистой роговой обманки (паргасита) в кислой пирокластике указывает на существование в

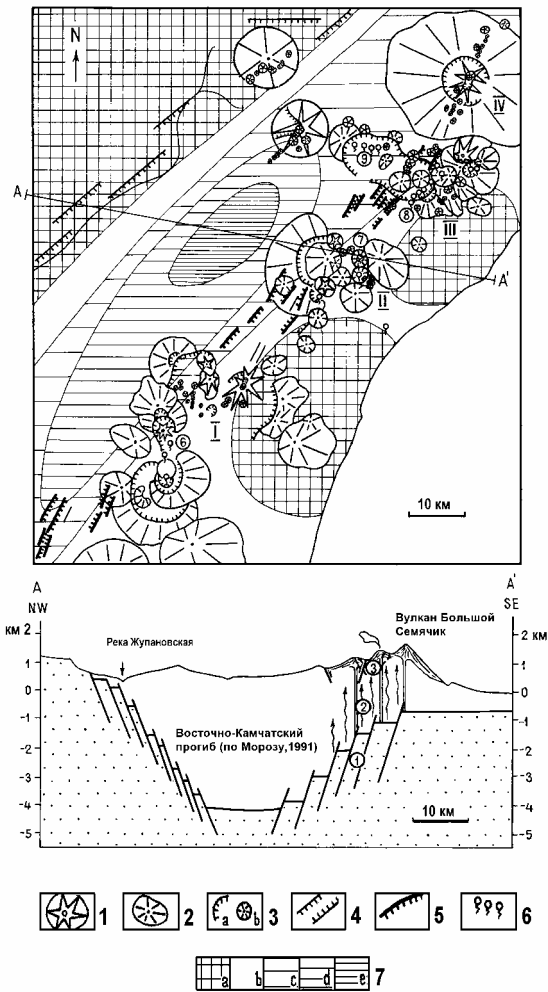


Рис.1. Карта и разрез, показывающие расположение вулканов и прогибов фундамента на Восточной Камчатке. 1 – позднплейстоцен-голоценовые вулканы; 2 – средне-верхнеплейстоценовые вулканы; 3 – кальдеры (а), мелкие вулканы и шлаковые конусы (б); 4 – крупные разломы северо-восточного простирания; 5 – позднплейстоцен-голоценовые трещины и сбросы; 6 – термопроявления; 7 – глубина поверхности мелового фундамента, км (по Морозу, 1991): а – менее 1; б – 1-2; с – 2-3; д – 3-4; е – более 4. Цифрами обозначены вулканические центры: I – Карымский, II – Больше-Семячикский, III – Узон-Гейзерный, IV – Крашенинникова. Цифры в кружочках – высокотемпературные гидротермальные системы (Леонов, 2000). А - А' - линия разреза. На разрезе точечным крапом показан фундамент (докайнозойский комплекс), цифрами в кружках отмечены зоны: 1 – зона разломов, ограничивающих прогиб и являющихся глубинными ловушками для магмы и гидротермальных флюидов, 2 – зона подъема магмы и гидротермальных флюидов к поверхности, 3 – зона развития позднплейстоценовых трещин и сбросов на поверхности.

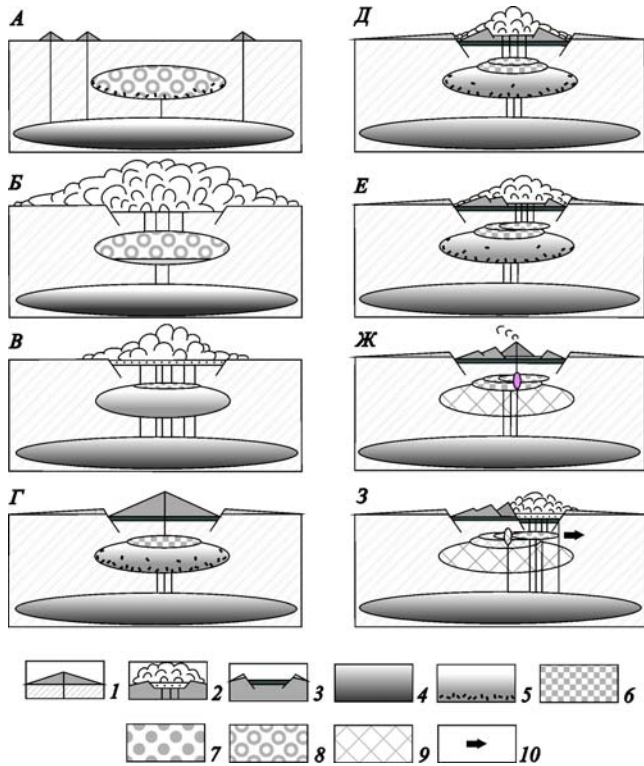


Рис.2. Основные этапы развития магматических очагов и вулканизма в районе кальдерного комплекса Половинка-Однобокая-Академии Наук. В периоды: А – докальдерном (~200 тыс. лет назад); Б – образования кальдеры Половинка (~180-150 тыс. лет назад); В – верхней толщии шлаковых агломератов кальдеры Половинка; Г – формирования вулкана Однобокого (~110 тыс. лет назад); Д – формирования первой кальдеры на вулкане Однобоком (~80 тыс. лет назад); Е – формирования второй кальдеры на вулкане Однобоком (~60 тыс. лет назад); Ж – формирования вулкана Академии Наук (~40 тыс. лет назад); 3 – формирования кальдеры Академии Наук (~30 тыс. лет назад). 1 – вулкан и его подводящий канал; 2 – кальдера в период ее формирования, показаны заполняющее ее озеро и извержения, происходящие из озера; 3 – кальдера после ее формирования; 4 – 8 – магматические очаги, состав магмы в очагах: 4 – базальтовый в нижнекоровых очагах, 5 – базальтовый с отсадкой кристаллов в верхнекоровых очагах, 6 – андезитовый, 7 – дацитовый, 8 – риолитовый; 9 – остывшие очаги; 10 – направление предполагаемого латерального смещения очагов.



основании верхнекоровой магматической системы на глубине 11-12 км (3.6 кбар) слоя или силла габбро-диоритового состава. Сходство изотопных меток Sr и Nd в вулканических породах от базальтов до риодацитов, линейные тренды в составах минералов свидетельствуют о генетической связи этих расплавов. Наличие в пирокластике полнокристаллических кластеров (кумулятов) является показателем ведущей роли процессов фракционирования в возникновении широкого спектра пород района. Телескопированное строение кальдер южного сектора Карымского вулканического центра, унаследованность магмовыводящих систем и циклический характер вулканической деятельности связаны с тектоно-магматическими активизациями в зоне субмеридионального разлома.

## POLOVINKA-ODNOBOKAYA-ACADEMII NAUK CALDERA COMPLEX, KAMCHATKA: STRUCTURAL POSITION AND MAGMATIC EVOLUTION

Vladimir L. Leonov and Yelena N. Grib

*Piip Blvd.9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, Russia. E-mail: vl@kcs.iks.ru*

Detailed geologic, petrologic and geochemical studies of the Polovinka-Odnobokaya-Academii Nauk caldera complex have been completed recently. The caldera complex is located in the central part of the Eastern Kamchatka, in the southern part of the Karymsky volcanic center (fig. 1). There are seven calderas formed during the last 0.18-0.15 Ma. The structural position of the Polovinka-Odnobokaya-Academii Nauk caldera complex has been analyzed and compared to that of other Eastern Kamchatkan caldera complexes. It appears that the later are located within the boundaries of the Pliocene-Quaternary volcanic belt and confined to the areas,

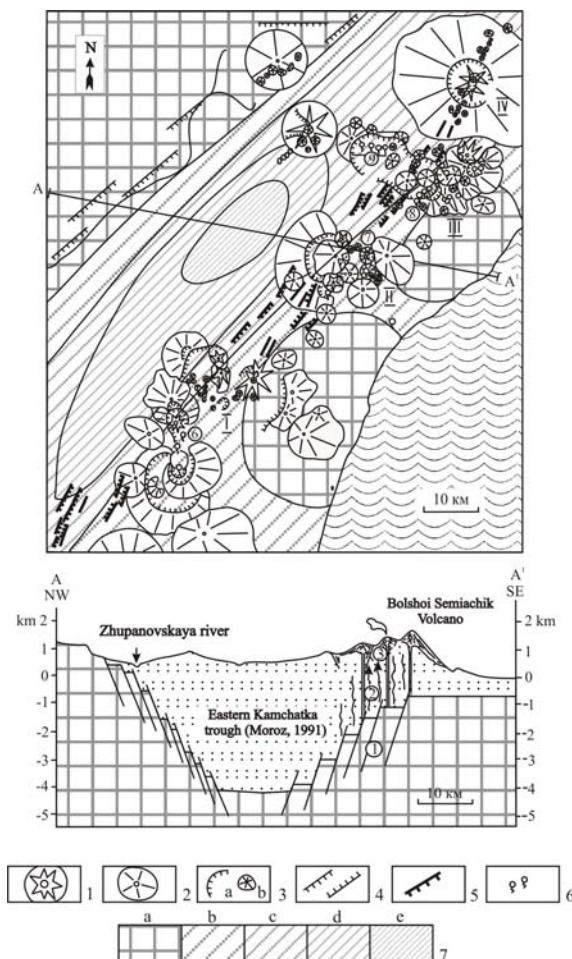


Fig.1. Map and cross-section of volcanoes, high-temperature hydrothermal systems and basement troughs in the central part of Eastern Kamchatka. 1 - Late-Pleistocene volcanoes; 2 - Middle-Upper-Pleistocene volcanoes; 3 - calderas (a), small monogenetic volcanoes and scoria cones (b); 4 - main north-east faults; 5 - Late-Pleistocene - Holocene fissures and normal faults; 6 - thermal springs; 7 - depth of the basement, km (after Moroz, 1991): a - <1; b - 1-2; c - 2-3; d - 3-4; e - >4. Numbered volcanic centers: I - Karymsky, II - Bolshoi-Semiachik, III - Uzon-Geyzerny, IV - Krashennnikov. Numbers in circles indicate the high-temperature hydrothermal systems (Leonov, 2000). A-A' - line of the cross-section. The lower portion of the figure shows the schematic cross-section along the line A-A'. Hatched area is the basement. Numbers in the circles indicate the following zones: 1 - boundary faults of troughs, which serve as deep structural traps for the magma and hydrothermal fluids, 2 - ascent of magmas and hydrothermal fluids, 3 - Late-Pleistocene - Holocene fissures and normal faults near the surface.

where this belt is superimposed on deep troughs of the basement. The main structural elements controlling the positions of the caldera complexes are the faults, which bound such troughs. Similarly, the Polovinka-Odnobokaya-Academii Nauk caldera complex is located where the faults bounding the basement troughs intersect with the complicating faults. Perhaps the intersecting faults formed stable and long-lived permeable zones within the earth crust, along which magmas and hydrothermal fluids were able to ascend to the surface and to form complex volcanic structures.

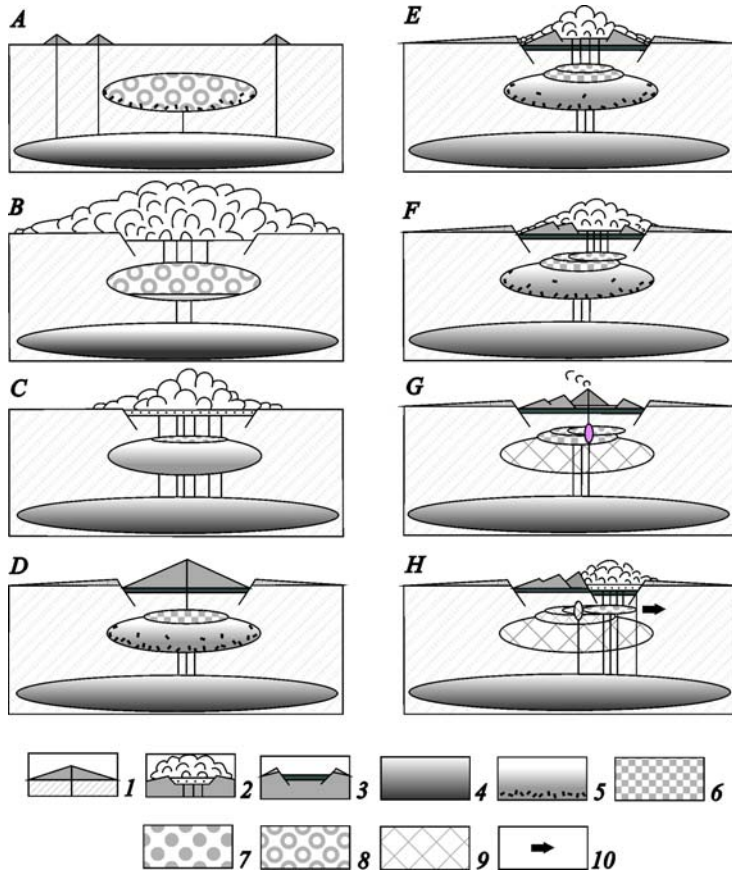


Fig.2. Schematic diagram showing a sequence of magma withdrawals from the magma chambers of the Polovinka-Odnobokaya-Academii Nauk caldera complex as the eruption progressed. The periods: *A* – pre-caldera (~0.2 Ma), *B* – formation of Polovinka caldera (~0.18-0.15 Ma), *C* – formation of the upper part of cinder agglomerates, connected with Polovinka caldera, *D* – formation of Odnoboky volcano (~0.11 Ma), *E* – formation of the first Odnoboky caldera (~0.08 Ma), *F* – formation of the second Odnoboky caldera (~0.06 Ma), *G* – formation of Academii Nauk volcano (~0.04 Ma), *H* – formation of Academii Nauk caldera (~0.03 Ma). 1 – volcano and its conduit; 2 – caldera during its formation, caldera lake and eruptions occurring from the lake; 3 – caldera after its formation filled with lacustrine deposits, and tuffs and ignimbrites deposited on the flanks; 4-8 – magma chambers with different compositions of magma: 4 – basaltic (chambers in the lower crust), 5 – basaltic with fractionation of the crystals (chambers in the upper crust), 6 – andesitic, 7 – dacitic, 8 – rhyolitic; 9 – crystallized magma chambers; 10 – direction of a probable lateral displacement of chambers.

The melt in the upper crust chambers was compositionally evolved prior to eruption, which is suggested by the gradients in composition, temperature and volatile contents for each caldera-forming eruption. The disequilibrium mineral assemblage of the products of climactic eruptions, as well as the occurrence of the basaltic scoria layers in the pumice tuff sections and the peculiarities of the 1996 eruption in Karymsky Lake, provide an evidence for the system of connected magma chambers, which situated at different depths (fig.2). We estimated the minimum depth for the roof of the upper crust chamber as 5-7 km (1.2-2.2 kbar). The presence of the high-aluminum hornblende (pargasite) in the silicic pyroclastic rocks is the evidence for the upper crust magma system with the gabbro-diorite layer or sill at depth of 11-12 km (3.6 kbar). The similarity of the isotope compositions (Sr and Nd) of volcanic rocks ranging from basalts to rhyodacite and the linear trends in compositions of mineral phases suggest a comagmatic origin of these magmas. The presence of the holocrystalline enclaves (cumulates) in pyroclastic rocks implies an important role of the crystal fractionation in the origin of compositional diversity of igneous rocks of the study area. Perhaps, the nested structure of the Polovinka-Odnobokaya-Academii Nauk caldera complex and the repeating pattern in its eruptive activity are due to the inherited, long-lived magma-feeding system and cyclic tectonic activations in a latitudinal fault zone. The sites of intersection of this fault zone with the abyssal permeable zone of the northeastern strike are the places where the most intensive volcanic and hydrothermal activity is concentrated.

## TEHUANTEPEC RIDGE FORMATION AND CHIAPAS VOLCANIC GAP

M. Manea<sup>1</sup>, V.C. Manea<sup>1</sup>, V. Kostoglodov<sup>1</sup>, L. Ferrari<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), México*

<sup>2</sup> *Centro de Geociencias, Campus Jurichilla, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), México*

Tehuantepec ridge (TR) is one of the most prominent structures on the Cocos plate and hypotheses about the age of its onset as well as a reliable formation mechanism have remained in doubt until now. A tectonic model constrained by the structural and morphological features observed in the bathymetry of the TR and surrounding ocean floor in the Guatemala Basin, is proposed in the present study. This model consists in a series of Euler pole shifts and slowing down in spreading rate at East Pacific Rise (EPR) only for the southeastern part of Clipperton Fracture Zone (CFZ) in Guatemala basin. These would have led to the occurrence of significant transpressional stresses along CFZ and a major transpressional transform feature would be formed (TR). An important constrain for the proposed tectonic model is the position of the joint location between CFZ and TR. According to the seafloor magnetic lineaments, this intersection corresponds to an age of ~12 Ma, which is assumed to be the period when TR formation was initiated. The resulting tectonic features of those episodic pole shifts proposed in the present model, are in good agreement with the observed structural and morphological features in the study area. The slowing down of the Cocos plate (~2 cm/year from 9 to 14 My ago), which belongs to Guatemala Basin, is constrained by the good fit between the observed and calculated bathymetry (inferred from the half-space cooling model of oceanic lithosphere). This slowing down of the Cocos plate in Guatemala Basin has an important effect of the thickness of the oceanic slab, this becoming colder and therefore thicker. The dipping angle of the slab into the asthenosphere will increase with time, inducing a strong disturbance in the mantle wedge flow beneath Chiapas. We suggest that this flow disturbance is responsible for the volcanic gap in Chiapas between 2 and 9 My ago.

Keywords: Tehuantepec ridge, Clipperton Fracture Zone, Guatemala Basin, Euler pole shift.

## THE THERMAL STRUCTURE BENEATH SOUTHERN KAMCHATKA INFERRED FROM NUMERICAL MODELS

V.C. Manea<sup>1</sup>, M. Manea<sup>1</sup>, V. Kostoglodov<sup>1</sup>, G. Sewell<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), México*

<sup>2</sup> *University of Texas, El Paso, USA*

A finite element method is applied to model the thermal structure of the subducted Pacific plate and overlying mantle wedge beneath the southern part of the Kamchatka peninsula. A numerical scheme solves a system of 2D Navier-Stokes equations and a 2D steady state heat transfer equation.

A model with the izoviscous mantle exposed very low temperatures (~800 °C) in the mantle wedge, which cannot account for the magma generation below the volcanic belt. Instead, a model with the strong temperature dependent viscosity shows an essential rise of the temperature in the wedge. At the temperature of more than 1300 °C beneath the active volcanic chain, the melting of the wedge peridotite becomes possible. Albeit the subducting slab below the Kamchatka peninsula is rather old (~70 Myr), some frictional heating along the interplate between the subducting oceanic slab and the overlying Kamchatka peninsula lithosphere would

be enough to result in the melting of the subducted sediments and basaltic oceanic crust. Dehydration ( $> 5\%$  wt.  $H_2O$  release) occurs in the subducting slab as a consequence of metamorphic changes. As a consequence, the hydration of the mantle wedge peridotite might produce its melting, which may rise to the base of the continental crust as diapir like blobs.

Considering that the melting processes in the subducting plate generate the most of the volcanic material, we developed a dynamic model which simulates the migration of the partially melted buoyant material in a form of blobs in the viscous mantle wedge flow. The blobs with the diameter of 0.4 - 10.0 km rise up to the base of the continental lithosphere within 0.002 - 10 million years depending on the blob diameter and surrounding viscosity.

The thermal structure obtained in the model with temperature dependent viscosity is used to estimate the seismic P-wave velocity anomalies (referenced to PREM) associated with the subduction beneath Kamchatka. A low velocity zone ( $\sim -7\%$  velocity anomaly) is obtained beneath the volcanic belt and a high velocity anomaly ( $\sim 4\%$ ) for the cold subducted lithosphere. These results agree with the seismic tomography invention inferred from P-wave arrivals.

Keywords: Kamchatka subduction zone, thermal models, mantle wedge flow, blobs, tomographic imaging.

## **ЭФФУЗИВНЫЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ КИСЛЫХ МАГМ И МЕХАНИЗМ ГЛУБИННОЙ ДЕГАЗАЦИИ ВОДНЫХ МАГМ**

**А.П. Максимов**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,*

*683006 г.Петропавловск-Камчатский, Пуйна 9, Россия. E-mail: [maximov@kcs.iks.ru](mailto:maximov@kcs.iks.ru)*

Отражением высоких содержаний летучих в андезитовых и более кислых магмах является характерный для них высокоэксплозивный характер извержений. В связи с этим особый интерес представляют эффузивные излияния кислых магм с водными минералами. Таким примером является извержение конуса Квицапу на склоне вулкана Сьерро-Ассуль (Чили).

Описание вулканической активности Квицапу по [Hildreth W. and Drake R.E. Volcan Quizapu, Chilean Andes. Bull Volcanol, 1992]. Образование конуса связано с двумя гигантскими извержениями. Первое извержение (1846-47 гг.), за исключением очень короткого начального этапа, было практически эффузивным. На несколько десятилетий вулкан перешел в состояние покоя. С 1907 по 1932 гг. имела место эруптивная активность различной интенсивности. В апреле 1932 г. произошло катастрофическое эксплозивное извержение. В ходе извержений конуса Квицапу 1846 и 1932 годов было извергнуто соответственно 5 и 4 км<sup>3</sup> магмы роговообманковых дацитов, практически идентичных минералогически, химически, геохимически и изотопно. Особенностью извержения 1932 г. является чрезвычайно широкий интервал составов его продуктов: от базальтов до риодацитов, но более 95% составляют дациты. Несомненно, дацитовые магмы этих извержений были извергнуты из одного резервуара. В то же время первое извержение было эффузивным, а второе эксплозивным, плинианским.

«Загадка Квицапу». В связи с данными извержениями возникает ряд вопросов, сформулированных в (Hildreth, Drake, 1992). Наличие в дацитах обоих извержений неизменной роговой обманки (Hb) указывает на высокие концентрации воды в этих магмах перед извержением, не менее 4-5 вес.%. При подъеме к поверхности такая магма неизбежно должна дегазировать, а Hb разрушаться. Так как в лавах 1846 г. на Hb наблюдаются опацитовые каймы, то время подъема магмы на поверхность и, соответственно, время дегазации, вероятно, не превышает нескольких суток (Rutherford, Hill, 1993). Содержания воды в дацитах составляет всего 0.1-0.3%. Отсюда следует, что из магмы выделилось не менее 500 млн. т воды. В этом районе не было отмечено ни

фумарольной деятельности, ни горячих источников. Т.о., эффузивный характер первого извержения предполагает доэруптивную дегазацию магмы. Магма дацитов 1932 г., напротив, испытала резкую приповерхностную и поверхностную дегазацию, что выразилось в плинианском характере извержения. В обоих случаях первоначальное содержание воды в расплавах было более чем достаточно для катастрофического эксплозивного извержения, но в первом случае разгрузка летучих имела место совершенно другим образом, на глубине.

Модель глубинной дегазации. По нашему мнению, «загадку Квицапу» можно объяснить существованием под вулканом двух разноглубинных магматических очагов, причем источником дацитов является более глубокий очаг, тогда как выше должен залегать близповерхностный очаг основной магмы. Глубина очага, в котором сформировались Nb-дациты, составляет более 5 км. Верхний очаг расположен на глубинах первые километры, где амфибол не стабилен при любых температурах и концентрациях воды. Согласно требованию термодинамического равновесия, в протяженном по вертикали очаге концентрация воды должна убывать с глубиной и соответственно быть существенно ниже, чем следует из кривой растворимости. С глубиной концентрация воды убывает, а разница между растворимостью и равновесной концентрацией воды все более возрастает. Таким образом, магма в очаге, за исключением его кровли, где идет кристаллизация, недосыщена летучими.

Поступление в нижние горизонты верхнего очага активно дегазирующей дацитовой магмы неизбежно должно сопровождаться растворением воды в основной магме. Т.о., верхний очаг будет своеобразной «ловушкой» летучих. Из-за большой разницы в вязкостях кислой и основной магм они не могут эффективно смешиваться, и кислая магма, ввиду ее более низкой плотности, должна всплывать сквозь базальтовую. На глубинах верхнего очага этот процесс приобретает лавинообразный характер из-за резкого увеличения объема летучих. То, что значительную часть пути магма продвигалась не по узкому каналу, а всплывала сквозь жидкую базальтовую магму, оказалось дополнительным фактором быстрого достижения поверхности и, соответственно, прекрасной сохранности Nb.

После первого извержения количество растворенной в расплаве воды значительно превысило равновесное ее содержание. Эта избыточная вода явилась скрытой пружиной умеренной эксплозивной активности, наблюдавшейся в 1907-1931 гг. Сброс воды мог происходить лишь путем диффузии. Из-за низкой скорости диффузии эксплозивный процесс проявился не сразу и был растянут во времени. Видимо времени для сброса значительного количества «лишней» воды диффузионным путем было недостаточно. В 1932 г. базальтовый очаг уже не мог в достаточной степени аккумулировать выделяющиеся из дацитовой магмы летучие, и последнее извержение носило плинианский характер.

Заключение. Наблюдаемые факты вулканической активности Квицапу можно уложить в логичную схему, если признать наличие двух магматических очагов при более глубинном положении кислой магмы относительно основной. Особенности распределения летучих в расплаве по вертикали приводят к тому, что магматический очаг может явиться ловушкой летучих, выделяющихся из поступающей в него порции глубинной магмы. Такая модель глубинной дегазации позволяет объяснить эффузивные излияния изначально богатых водой кислых магм.

## EFFUSIVE ERUPTIONS OF SILICIC MAGMAS AND MECHANISM OF THE DEEP DEGASSING OF AQUEOUS MAGMAS

**A.P. Maximov**

*Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Piip 9, 683006,  
Russia. E-mail: [maximov@kcs.iks.ru](mailto:maximov@kcs.iks.ru)*

Evidence for high volatile contents in andesite and even more acid magmas is the explosive character of eruption. Effusive acid magmas containing aqueous minerals are of special interest. Quizapu cone on the slope of Cerro-Azul volcano (Chile) is such an example.

Description of the volcanic activity according to [Hildreth W. and Drake R.E. Volcan Quizapu, Chilean Andes. Bull Volcanol, 1992], the cone formation is associated with two huge eruptions. The first eruption was in 1846-47. Except for the very short initial stage this eruption was mostly effusive. The volcano was then quiet for several decades. Eruptive activity of variable intensity took place from 1907 until 1932. In 1932, a catastrophic explosive eruption occurred. Five and 4 km<sup>3</sup> of hornblende dacite magma was erupted during the Quizapu eruptions in 1846 and 1932, respectively. The magmas are almost identical in mineralogy, chemistry, geochemistry and isotopes. A specific feature of the 1932 eruption is the extremely diversity of product compositions which range from basalt to rhyodacite with 95 % of dacitic composition. Definitely, both magmas were erupted from the same chamber. At the same time, the first eruption was effusive, and the second was explosive, plinian.

Puzzle of Quizapu. In connection with Quizapu eruptions a number of questions emerge, as Hildreth and Drake point out. The lavas from 1846 were the first in the Cerro Azul volcano to contain hornblende (Hb). The fresh Hb in the dacites of these eruptions indicates that the pre-eruption melts contained at least about 4-5 wt.% water. During the ascent to the surface the magma unavoidably degases and Hb breaks down. Since the opacite rims around Hb in the 1846 lavas are not observed, the duration of the ascent and degassing was probably no more than several days [Rutherford, Hill, 1993]. The water content in dacites is only 0.1-0.3 wt.%. Therefore, no less than 500 million tons of water was separated from the magma. Neither fumarole activity nor hot sources were noticed in this region. Thus, the effusive character of the first eruption supposes *pre-eruptive degassing* of the magma. In contrast, the dacite magma from 1932 underwent intensive surface degassing, which was reflected in the explosive plinian eruption. In both cases the initial water content in the melts was high enough for catastrophically explosive eruption, but in the first case the volatile loss took place in absolutely different way – at depth.

Model of deep degassing. In our opinion, the «Quizapu mystery» can be explained by magmatic chambers at various depths, the dacite chamber being the deeper one, whereas the basic chamber was closer to the surface. The complex structure of the Cerro Azul-Quizapu feeding zone is supported by polymodal composition of the eruptive rocks. The chamber depth where the Hb-dacites formed is more than 5 km. The upper chamber is at the depth of first kilometers where amphibole is unstable at any temperatures and water concentrations. According to the thermodynamic equilibrium law, the water concentration should decrease with depth in the vertically elongated chamber and its contents should be substantially lower than that based on the solubility curve. Water concentration decreases with depth and the difference between the water solubility and the water equilibrium concentration increases. Thus, magma in the chamber excluding its roof, where crystallization occurs, is undersaturated in volatiles. Inflow of the actively degassing dacitic magma to the lower levels of the upper chamber must be accompanied by water dissolution in the basic magma. Thus, the upper chamber will be such a «trap» of volatiles. The basic and the acid magmas cannot be efficiently mixed due to the big difference in their viscosities, and the acid magma of lower density shall emerge through the basalt one. At the depths of the upper chamber, this process is avalanche-like due to the sharp increase of the volatile volume. The magma mostly emerged through the liquid basalt magma, but not along a narrow channel, which caused its faster approach to the surface and perfect Hb preservation. After the eruption the amount of water dissolved in melt significantly exceeded its equilibrium

content. This excess water was a potential trigger of the moderate explosive activity observed in 1907-1931. The water drop could happen only by diffusion. Due to its low rate, the explosive process was not immediate but was extended in time. Time for significant excess water drop by diffusion was probably not enough. In 1932 the basalt chamber could accumulate the volatiles exsolved from the dacite magma in sufficient extent, and the last eruption was plinian.

Conclusions. The observed facts of the Quizapu volcanic activity can be explained by the occurrence of the two magma chambers, the acidic magma being deeper than the basic one. The vertical distribution of volatiles causes the upper magma chamber to trap volatiles exsolved from the inflowing deeper magma. Such a model of deep degassing explains effusive eruptions of the initially water rich, acidic magmas.

## **ГРАВИТАЦИОННОЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОТ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО- ФИЛИППИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ К ОКРАИНЕ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА**

**Л.А. Маслов<sup>1</sup>, Г.З. Гильманова<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Вычислительный центр ДВО РАН, Россия*

<sup>2</sup> *ТОИ ДВО РАН, Россия*

По сложившимся представлениям, исследуемый район рассматривается как область активной конвергенции океанической и континентальной литосферных плит. Сложное взаимодействие Филиппинской плиты с окраиной Азиатского континента отражается в повышенной сейсмичности, особом поведении геофизических полей.

Проведено плотностное и геодинамическое моделирование по трем профилям, два из которых (меридиональный и субмеридиональный) пересекают островодужную систему Рюкю к западу и востоку от хребта Гагуа (123° в.д.) а третий (субширотный) - островодужную систему Лусон и указанный хребет. На основе выполненного моделирования (Гильманова, Подгорный, 2002, 2003) установлена отчетливая плотностная дифференциация литосферы в притайваньской зоне сочленения плиты Филиппинского моря с окраиной Азиатского континента. По различию средних плотностей выделены три типа литосферных блоков: океанический, островодужный и задуговой. Такая дифференциация сохраняется, несмотря на имеющиеся структурно-плотностные изменения внутри каждого из указанных блоков. Островодужный блок характеризуется наибольшей дифференциацией плотности в земной коре. Переход от островодужного блока литосферы к задуговому характеризуется зоной пониженных относительно среднего значений плотности. Установлено существенное структурно-плотностное различие литосферы и, возможно, разный геодинамический режим двух секторов зоны сочленения Филиппинской плиты с континентом к западу и востоку от хребта Гагуа.

Разработанные плотностные модели послужили основой для моделирования геодинамического состояния области исследования. Расчеты полей напряжений и движений показали, что собственные плотностные и топографические неоднородности земной коры и верхней мантии вносят значительный вклад в картину современной геодинамики региона. В частности, релаксация мантийного выступа Западно-Филиппинской котловины и выравнивание плотностных границ в поле силы тяжести является одним из важных структурообразующих процессов в зоне перехода.

Показано, что области максимального градиента границ слоев соответствуют областям максимальных касательных напряжений среды. Именно эти области отвечают основным системам разломов исследуемого региона и характеризуются повышенной сейсмичностью.

На основе полученных результатов для северо-западной части Филиппинского моря проведен качественный анализ геодинамического состояния земной коры и верхней мантии Камчатско-Тихоокеанской активной области. Сделан вывод о том, что помимо венных плотностных и топографических неоднородностей среды следует учитывать механическое влияние соседних блоков литосферы.

## **GRAVITY AND GEODYNAMIC MODELING OF THE LITHOSPHERE IN THE TRANSITION AREA BETWEEN AREA OF THE PHILIPPINE PLATE AND THE ASIAN CONTINENT**

**L.A. Maslov<sup>1</sup>, G.Z. Gil'manova<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Computing center Far East RAS, Russia*

<sup>2</sup>*POI Far East RAS, Russia*

The study area is considered as an active convergence margin between the oceanic and continental lithospheric plates. Complex interaction between the Philippine plate and the Asian continent is reflected in the increased seismicity and specific behavior of geophysical fields. Density and geodynamic modeling have been conducted along the three deep sections: meridional and submeridional, crossing the Rjukju trench-arc system west and east of the Gagua ridge (123°E), and the latitudinal one, crossing the Luzon trench-island arc system. Based on the modeling carried out (Podgorny, Gilmanova, 2002, 2003) the differentiation of lithosphere in the near Taiwan zone of the juncture area of the Philippine plate and the Asian continental margin has been established. Three types of the lithospheric blocks have been distinguished based upon average density differences: oceanic, trench-arc and back-arc. Such differentiation is kept despite changes in the density structure inside each of the specified sections. The trench-arc block is characterized by the highest density differentiation in the earth's crust. Transition from the trench-arc block to the back-arc block is characterized by a zone of decreased density when compared to the average values.

Differences in the density structure of the lithosphere and geodynamic regime of two deep sections west and east of the Gagua ridge in the juncture area of the Philippine plate and the Asian continent have been established.

The density models developed are based upon the geodynamic state of the study area. Calculations of the stress fields and movements have shown that the density and topographical heterogeneities of the earth's crust and the upper mantle contribute significantly to the pattern of modern geodynamics of the region. In particular, relaxation of the mantle bulge of the West Philippine Basin and evening (flattening) of density borders in the gravity field are important processes responsible for the structure formation observed in the transition zone.

It is shown, that the areas of maximum gradient layer thickness correspond to those of the maximum tangential stresses. These areas correspond to the crustal fault systems and are characterized by increased seismicity. The qualitative analysis of the geodynamic state of the earth's crust and upper mantle of the Kamchatka-Pacific active area has been made based upon the results obtained for the northwest part of the Philippine Sea. We conclude that in addition to the density and topographical heterogeneities of deep sections, it is necessary to consider the boundary influence of the adjacent blocks of the lithosphere.



## THE PLATE BOUNDARY OBSERVATORY IN ALASKA AND THE ALEUTIAN ARC

**Dave Mencin, Ben Pauk, Tom Murray, John Power, Mike Jackson**

*Plate Boundary Observatory, USA*

On May 5, 2004, in collaboration with the Alaska Volcano Observatory and the University of Alaska Geophysical Institute, engineers from EarthScope's Plate Boundary Observatory installed their first continuously operating Global Positioning System (GPS) station designed to help study active volcanoes in the Aleutian Islands. Located on Haystack Hill in the town of Unalaska, Alaska, approximately 1300 km southwest of Anchorage, the instrument will be used to monitor tectonic activity in the Aleutian Islands and provide a reference for existing and planned GPS networks on nearby volcanoes. Data are transmitted in real-time via the internet back to PBO facilities in Boulder, Colorado, where the data are made available to users.

Over the next five years, this station, along with 146 high-precision, continuously operating GPS receivers, 38 borehole strainmeter/tiltmeter instruments, and a network of broadband seismic instruments, will be used by EarthScope to measure plate-boundary deformation and study volcanic activity (including magma rise, intrusion, and eruption).

### RAPID INFLATION OF OKMOK CALDERA, ALASKA, DETECTED BY GPS CAMPAIGNS 2000-2003

**Yousuke Miyagi<sup>1</sup>, Jeffrey T. Freymueller<sup>2</sup>, Fumiaki Kimata<sup>3</sup>, Toshiya Sato<sup>4</sup>  
and Doerte Mann<sup>5</sup>**

<sup>1</sup>*Hokkaido Univ., Japan*

<sup>2</sup>*UAF/GI, USA*

<sup>3</sup>*Nagoya Univ., Japan*

<sup>4</sup>*Tohoku Univ., Japan*

<sup>5</sup>*Stanford Univ., USA*

We have carried out annual GPS campaigns between 2000 and 2003 at Okmok volcano, which is located on Umnak Island in the eastern Aleutian, Alaska. Okmok has a large caldera on the summit, and is quite active in recent years. The latest eruption occurred in February 1997, in which significant surface deformations were detected by InSAR measurements (Lu et al., 2000, Mann et al., 2002). We established and surveyed a well-distributed GPS network on Umnak Island, composed of 33 stations. Our GPS data indicates that Okmok volcano has been inflating and the inflation rate has been accelerated over these 4 years. The 2000-2001 deformation was much slower than the other periods, as if it was a pause of a general inflation. The simple inflation after 2001 shows radial outward displacements and significant uplifts at the caldera center. The uplift rates of the caldera center are about 2cm during 2000-2001, about 7cm during 2001-2002, and about 26cm during 2002-2003. Most of deformations except for the period 2000-2001 can be explained by a spherical inflation source (Mogi, 1958), located at a shallow depth (about 3km) below the approximate center of the caldera. A volume change in the inferred inflation source was estimated about  $1.57 \times 10^7 \text{ m}^3$  during 2000-2003, which is 11-22% of the erupted materials in the 1997 eruption (Lu et al., 2003). Considering the results from InSAR measurements during 1997-2000 (Lu et al., 2000, Mann, 2002), Okmok volcano has been accumulated the magma beneath the caldera center at a variable inflation rate. In this presentation, we demonstrate the significant inflation and the accelerated inflation rate at Okmok volcano.

## NEOTECTONICS NEAR THE NW CORNER OF THE PACIFIC PLATE: MARINE TERRACES ON OZERNOI AND KAMCHATSKIY PENINSULAS, KAMCHATKA, RUSSIA

**Kevin Pedoja<sup>1</sup>, Joanne Bourgeois<sup>2</sup>, and Tatiana Pinegina<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*University Pierre and Marie Curie, Paris, France. E-mail: [pedojak@yahoo.fr](mailto:pedojak@yahoo.fr)*

<sup>2</sup>*University of Washington, Seattle, WA, USA. E-mail: [jbourgeo@u.washington.edu](mailto:jbourgeo@u.washington.edu)*

<sup>3</sup>*Institute of Volcanology and Seismology, Petropavlovsk-Kamchatskiy, Russia. E-mail: [pinegtk@kcs.iks.ru](mailto:pinegtk@kcs.iks.ru)*

On Kamchatka, four regional-scale peninsulas are present on the eastern shore, from south to north, Shipunskiy, Kronotskiy, Kamchatskiy, and Ozernoi peninsulas. We studied marine terrace sequences on the northern two peninsulas, which show moderate to strong uplift rates as well as tectonic segmentation such as faulting and tilting. While the Kamchatskiy Peninsula is relatively well understood tectonically as collisional (e.g., Geist & Scholl, 1994; Freitag et al., 2001), the Ozernoi Peninsula remains tectonically enigmatic.

The simplest tectonic configuration for this region incorporates the existence of a three plates, Pacific, North America and the Komandorsky Island Block (KIB) (McElfresh et al., 2002). But in fact various alternative plate models have been proposed. This area is also of interest to geoscientists because in the northwestern Pacific, there is a «dramatic shift in subduction dynamics» (Yogodzinski et al., 2001; Levin et al., 2002), where the subducting Pacific plate meets a 90-degree change in its plate boundary. The Komandorsky Basin lies north of the KIB and is characterized by transtensional and extensional elements: high heat flow, magnetic lineaments, and transcurrent faults (Baranov et al., 1991). The Ozernoi Peninsula lies on the eastern margin of the Komandorsky Basin, north of the active subduction zone. The western half of the peninsula principally comprises a Quaternary volcano, Nachikinsky. Eastern Ozernoi is undergoing active uplift and in 1969 experienced a Mw 7.7 compressional earthquake. Possible sources for this compression and uplift include 1) shear distributed from the Pacific Plate, north of the KIB (McElfresh et al., 2002), 2) convergence generated from a spreading Komandorsky Basin (Baranov et al., 1991) or 3) convergence generated by a rotating Bering Block (Mackey et al., 1997; Gordeev et al., 2001).

This report is based primarily on the field season of 2003. Field techniques included physical measurement of Holocene beach profiles and transects of Pleistocene marine terraces using a digital altimeter calibrated for barometric drift and tied to local sea level corrected for tides. On the Kamchatskiy Peninsula, three Late Pleistocene and one Holocene marine terrace were mapped over more than 20 km of rocky coast north of Cape Africa. Late Quaternary uplift rates range from 0.1 to 1.0 mm/yr. On the NE part of the Ozernoi Peninsula, one Holocene and two Pleistocene marine terraces are generally present, and remnants of at least two older terraces are detectable. Uplift rates range from 0.1 to 0.3 mm/yr.

Based on fission-track ages of apatites, Freitag et al. (2001) report long-term (over millions of years) uplift/exhumation rates for the Kamchatskiy Peninsula of 0.2 to >1 mm/y, increasing toward the south. Our rates agree in order of magnitude, and in general trend. However, in the NE region of the peninsula, Freitag et al. report only moderate rates (0.2 mm/y), but in this same region, we documented rates from 0.1 to 1.0 mm/y, on a late Quaternary time scale (over the last half million years). Differences may be due partly to the time scale, but our study has a denser array of measurements in this northern region, so we believe we are documenting more segmentation and tilting than observed by Freitag et al. (see also Kravchynovskaya et al., this meeting).

Prior to our study, no one had quantified uplift rates for the Ozernoi Peninsula. These rates are comparable to, if less than, rates on the Kamchatskiy Peninsula, a small collisional orogen. Both peninsulas show increasing uplift toward the east and south, with lowlands toward the west. Moreover, Ozernoi exhibits seismic activity consistent with a compressional regime. On 22 November 1969, 23:09:35 GMT, an earthquake jolted the Ozernoi Peninsula, with an

offshore epicenter at 57.8°N, 163.6°E. Fedotov and Gusev (1973) interpreted this earthquake as an oblique slip event, but as early as 1975, it had been reinterpreted as a thrust fault. Using body waveform analysis, Daughton (1990) also found a thrust fault-plane solution, striking N50°-80°E and dipping 5°-10°NW. Current  $M_w$  assigned to this earthquake is 7.7-7.8, and it generated a tsunami of magnitude 7.7. Using a tide gage record and runup data from observations and tsunami deposits, we have calculated a displacement of about 4 m, or about 3.5 m of shortening (see Bourgeois and Titov, this meeting). From the record of pre-historic tsunami deposits, the recurrence interval for 1969-like events is on the order of 100-200 years (Bourgeois et al., in prep.). If we take the maximum of 200 years, and if we use a 3-m shortening for 1969, the «Bering Block» would be moving at a rate of 15 mm/y toward Kamchatka, about half the rate of the KIB (McElfresh et al., 2002; Gordeev et al., 2001).

As noted above, there are at least three plausible mechanisms to generate this convergence. We cannot currently distinguish among these three. Studies of Pleistocene Nachikinsky and Khailiulia volcanoes may contribute to our understanding. Whereas the behavior of the Ozernoi Peninsula coast can hardly be called a subduction zone, it exhibits tectonic activity and Quaternary volcanism that have yet to be explained. In any case, the nature of Ozernoi Peninsula must be accounted for in any geodynamic model of the northwest Pacific (e.g. the «torn slab» model (Yogodzinski et al., 2001; Levin et al., 2002).

#### References

1. Baranov, B., Seliverstov, N., Murav'ev, A.V., Muzurov, E.L., 1991. The Komandorsky Basin as a product of spreading behind a transform plate boundary. *Tectonophysics* 199, 237-269.
2. Daughton, T.M., 1990. Focal mechanism of the 22 November 1969 Kamchatka earthquake from teleseismic waveform analysis. *Keck Research Symposium in Geology* 3; 128-131.
3. Fedotov, S.A., Gusev, A.A., 1973. Ozernoi Earthquake and Tsunami 22 (23) November 1969. *Earthquakes in the USSR in 1969*, Nauka, 195-208. (In Russian).
4. Freitag, R., Gaedicke, C., Baranov, B., Tsukanov, N., 2001. Collisional processes at the junction of the Aluetian-Kamchatka arcs: new evidence from fission track analysis and field observations. *Terra Nova*, 13, 433-442.
5. Geist, E.L., Scholl, D.W. 1994. Large-scale deformation related to the collision of the Aleutian Arc with Kamchatka. *Tectonics*, Vol. 13, No. 2, 538-560.
6. Gordeev, E.I., Gusev, A.A., Levin, V.E., Bakhtiarov, V.F., Pavlov, V.M., Chebrov, V.N., Kasahara, M., 2001. Preliminary analysis of deformation at the Eurasia-Pacific-North America plate junction from GPS data. *Geophys. J. Int.* 147, 189-198.
7. Levin, V., Shapiro, N., Park, J., Ritzwoller, R., 2002. Seismic evidence for catastrophic slab loss beneath Kamchatka. *Nature (London)* 418; 6899, 763-767.
8. Mackey, K.G., Fujita, K., Gunbina, L.V., Kovalev, V.N., Imaev, V.S., Kozmin, B.M., and Imaseva, L.P., 1997. Seismicity of the Bering Strait region; evidence for a Bering Block: *Geology* 25 (11), 979-982.
9. McElfresh, S. B.Z., Harbert, W., Ku, C.-Y., Lin, J.-S., 2002. Stress modeling of tectonic blocks at Cape Kamchatka, Russia using principal stress proxies from high-resolution SAR: new evidence for the Komandorskiy Block. *Tectonophysics* 354, 239-256.
10. Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Woerner, G., Volnyets, O.N., 2001. Geo chemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at the plate edges. *Nature* 409, 500-504.

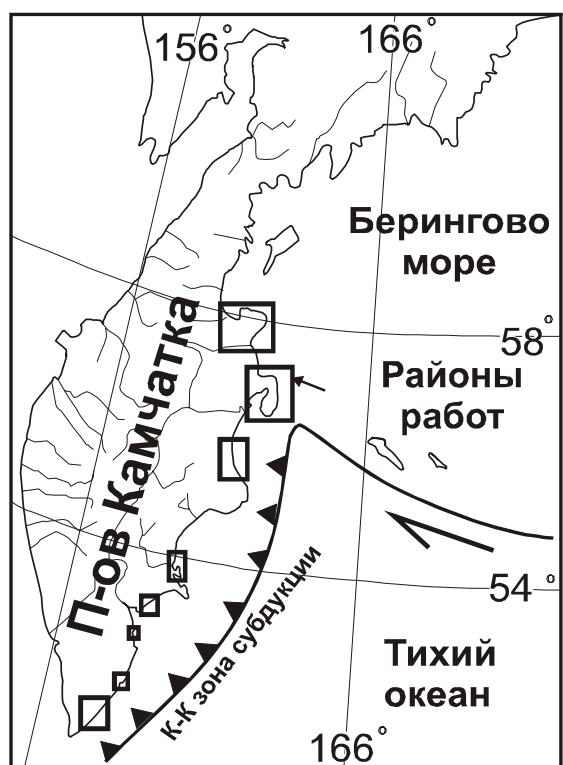
## ГОЛОЦЕНОВЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ТИХООКЕАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАМЧАТКИ: ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ И СВЯЗЬ С СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

Татьяна Пинегина<sup>1</sup>, Джоанна Буржуа<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт вулканологии и сейсмологи ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия. E-mail: [pinegtk@kcs.iks.ru](mailto:pinegtk@kcs.iks.ru)

<sup>2</sup> Университет штата Вашингтон, США. E-mail: [jbourgeo@u.washington.edu](mailto:jbourgeo@u.washington.edu)

рис.1



На протяжении 1995-2003 гг. были проведены детальные исследования по изучению голоценовой истории развития и сейсмотектонического режима ряда участков восточного побережья Камчатки (рис.1).

За время работ была выработана специальная методика таких исследований применительно к Камчатке. Ее специфика заключается: 1) в использовании тефрохронологии и тефростратиграфии [1] - для датирования и корреляции различных генетических типов отложений, определения возраста береговых форм рельефа; 2) в изучении отложений палеоцунами [4,5,6] - для определения возраста, повторяемости и оценки интенсивности сильных цунами и цунамигенных землетрясений, происходивших вдоль Курило-Камчатской зоны субдукции и к северу от нее в голоцене; 3) в комплексном анализе геологического строения, возраста, современной и палеотопографии морских террас и береговых валов - для определения

направлений и амплитуд сейсмотектонических движений за различные промежутки времени [2,3].

В ходе исследований были реконструированы ключевые моменты голоценовой истории побережий, определено время формирования голоценового морского аккумулятивного рельефа на различных участках. Впервые для некоторых Камчатских исторических и древних землетрясений были оценены суммарные косейсмические, последвиговые (afterslip) и постсейсмические вертикальные деформации. Такие оценки были возможны в тех случаях, когда в районе исследований имелись близкие по времени выпадения вулканические пеплы, а в промежутке между их выпадением происходило сильное землетрясение. Чем меньший промежуток времени мы рассматривали (десятки-первая сотня лет), заключая таким образом сейсмическое событие в более узкие временные рамки, тем большую скорость вертикальных движений получали (сантиметры - десятки сантиметров в год). В тех же случаях, когда мы по той же методике оценивали суммарные деформации за интервалы в сотни и тысячи лет, мы получали заметно меньшие значения средней скорости движений (десятые доли миллиметров-первые миллиметры в год). Вероятная причина такого различия в том, что интервал в тысячи лет включает обычно несколько сейсмических циклов, и при осреднении движений за столь длительный период в большой мере исключается влияние высокоамплитудных индивидуальных циклов вертикального движения, каждый из которых связан с конкретным сейсмическим событием. Интервалы в первые сотни лет дают

промежуточные величины скоростей, по-видимому за счет того, что они включают и интерсейсмическую (interseismic) фазу относительно более медленных движений.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов: РФФИ 03-05-64584, РФФИ 03-05-78027, NSF № EAR 0125787.

#### Список литературы

1. Braitseva O. A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Melekestsev I.V., Bailey J. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 1997. V.47. P.
2. Bourgeois, J.; Ortuno, M.; Thibault, C.; Hignman, B.; Pinegina, T. Earthquakes and beach ridges on Kamchatka \ EGS-AGU-NGS, Nice 2003, EAE03-A-080216. P.
3. Pinegina, T.; Bourgeois, J. Study of Holocene seismic events along the Kamchatka coast of the Bering sea, based on paleotsunami deposits and coastal seismodeformations. EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Nice, France, April 2003, abstract EAE03-A-03138. P.
4. Pinegina T.K., Bourgeois J., Bazanova L.I., Melekestsev I.V., Braitseva O.A., A millennial-scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay cost, Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 2003. V. 59. P.
5. T.K. Pinegina and J. Bourgeois. Historical and paleo-tsunami deposits on Kamchatka, Russia: long-term chronologies and long-distance correlations. Natural Hazards and Earth System Sciences. Volume 1, Number 4, 2001 page 177-185.
6. Pinegina T.K., Bourgeois J. Tsunami deposits and paleo-tsunami history on Peninsula Kamchatskiy (56-57oN), Kamchatka region (Bering Sea), Russia: preliminary report //AGU, 1998. P.

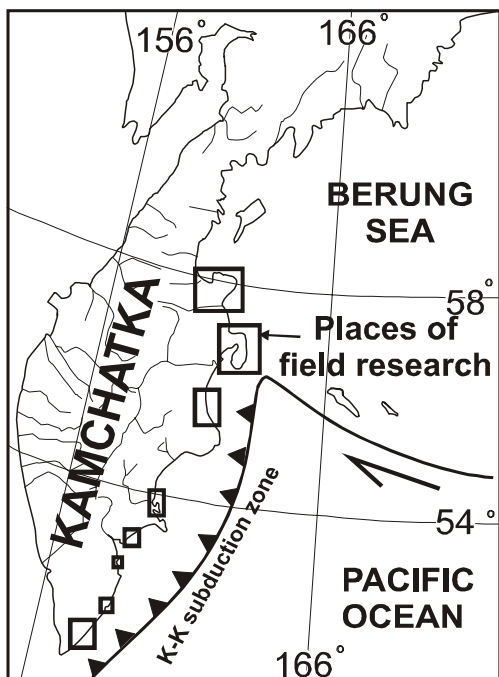
### HOLOCENE VERTICAL MOVEMENTS OF THE KAMCHATKA PACIFIC COAST: GEOMORPHOLOGIC RECONSTRUCTION AND RELATION TO SEISMOTECTONIC PROCESSES

Tatiana Pinegina<sup>1</sup>, Joanne Bourgeois<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Volcanology & Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatskiy, Russia.  
E-mail: [pinegatk@kcs.iks.ru](mailto:pinegatk@kcs.iks.ru)

<sup>2</sup>University of Washington, USA. E-mail: [jbourgeo@u.washington.edu](mailto:jbourgeo@u.washington.edu)

Fig.1



Since 1995 we have been conducting detailed field studies of the Holocene evolution and seismotectonic regime of selected areas on the eastern coast of the Kamchatka Peninsula (Fig.1).

Specific methods of these investigations include: 1) application of tephrochronology and tephrostratigraphy [1] for dating and correlation of various types of coastal deposits and landforms; 2) study of paleotsunami deposits [4,5,6] in order to determine their ages and recurrence rate and to estimate the magnitude of large tsunami and tsunamigenic earthquakes along the Kurile-Kamchatka subduction zone and north of the latter during Holocene time (last 10,000 years); 3) analysis of the geologic structure, age, and modern and paleo-topography of marine terraces and beach ridges in order to determine the direction and scale of seismotectonic movements over different time intervals [2,3].

As a result of these studies we have reconstructed key events incoastal evolution during the Holocene and determined the ages of marine accumulative landforms on various segments of the coast. We managed to estimate coseismic, afterslip and post-seismic vertical deformations for some Kamchatkan historical and pre-historical earthquakes. Such estimates are feasible in cases where the study area hosts closely timed volcanic ashes bracketing a strong earthquake.

The shorter the time interval we are able to specify (decades to hundreds of years), the higher the rate of vertical movements (centimeters to tens of centimeters) we tend to obtain. Estimates of summary deformation for longer periods (hundreds and thousands of years) allow us to obtain average rates, which are significantly smaller (of the order of 0.1- 1.0 millimetres per year). A reason for this discrepancy is that a long time interval (thousands of years) normally includes more than one seismic cycle, and averaging the deformations for such long time intervals ignores the influence of large-scale individual cycles of vertical movements, each of which is related to a certain seismic event. Intervals of hundreds of years give intermediate rates since they include the interseismic phase of relatively slow movements.

This work was supported by grants: RFBR # 03-05-64584, 03-05-78027, NSF # EAR 0125787.

#### References

1. Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Melekestsev I.V., Bailey J. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // *Quaternary Research*. 1997. V.47.
2. Bourgeois, J.; Ortuno, M.; Thibault, C.; Hignman, B.; Pinegina, T. Earthquakes and beach ridges on Kamchatka\ EGS-AGU-NGS, Nice 2003, EAE03-A-080216.
3. Pinegina, T.; Bourgeois, J. Study of Holocene seismic events along the Kamchatka coast of the Bering sea, based on paleotsunami deposits and coastal seismodeformations. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, April 2003, abstract EAE03-A-03138
4. Pinegina T.K., Bourgeois J., Bazanova L.I., Melekestsev I.V., Braitseva O.A., A millennial-scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay coast, Kamchatka, Russia // *Quaternary Research*. 2003. V. 59.
5. Pinegina T.K. and Bourgeois J. Historical and paleo-tsunami deposits on Kamchatka, Russia: long-term chronologies and long-distance correlations. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Volume 1, Number 4, 2001 page 177-185.
6. Pinegina T.K., Bourgeois J. Tsunami deposits and paleo-tsunami history on Peninsula Kamchatskiy (56-57°N), Kamchatka region (Bering Sea), Russia: preliminary report // AGU, 1998.

#### **АНДЕЗИТОБАЗАЛЬТЫ ИНИЦИАЛЬНЫХ ПЛИНИАНСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ МОЛОДОГО КОНУСА АВАЧИНСКОГО ВУЛКАНА (КАМЧАТКА)**

**М.Ю. Пузанков, Л.И. Базанова, А.П. Максимов, С.В. Москалева**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 683006 Петропавловск-  
Камчатский, Пийпа 9 Россия. E-mail: [puzankov@kcs.iks.ru](mailto:puzankov@kcs.iks.ru)*

Плинианские извержения основного состава достаточно редки. Особенно интересны подобные события, приуроченные к переломным моментам в истории развития вулканов. Два крупнейших извержения такого типа (~4 и >1 км<sup>3</sup> пироклаستيку) установлены в истории Молодого конуса Авачинского вулкана.

Молодой конус сложен главным образом андезитобазальтами, но его формированию предшествовал достаточно длительный период (7250-3500 <sup>14</sup>C лет назад) эксплозий андезитов, в том числе и плинианских. Примечательно, что в интервале 5000-3700 <sup>14</sup>C л.н. в составе пироклаستيку появляются и андезитобазальты, роль которых постепенно возрастала. После периода покоя (~300-350 лет) в самом начале формирования Молодого

конуса произошло два плинианских извержения (ПАВ<sub>1</sub> – 3500 и ПАВ<sub>3</sub> – 3280 <sup>14</sup>С л. н.), продукты которых были представлены уже андезитобазальтами с незначительной долей светлой пемзы андезитового облика. В основной тефре последующих извержений Молодого конуса примесь андезитов присутствует эпизодически. Нами было проведено петрологическое изучение продуктов двух указанных выше извержений.

Ювенильный материал извержений ПАВ<sub>1,3</sub> представлен преимущественно среднекалиевыми андезитобазальтами толеитовой островодужной серии. На фоне пирокластики и лав большинства прочих голоценовых извержений Авачинского вулкана они выделяются повышенными FeO\*/MgO отношениями, а также низким уровнем и пологим трендом нормированных на хондритовые содержания редкоземельных элементов. Вкрапленники и субфенокристаллы, составляющие до 35% объема породы, представлены плагиоклазом [Pl] (An<sub>54-83</sub>), авгитом [Cpx], салитом (только вкрапленники), бронзит-гиперстеном [Opx], и кальциевой роговой обманкой [Hb] гастингсит – паргаситового ряда. Среди субфенокристаллов появляются также титаномагнетит и ильменит. В основной массе присутствуют очень мелкие микролиты Pl (An<sub>60-70</sub>), Cpx, субкальциевого авгита, пижонита и Mt.

Породы извержений ПАВ<sub>1,3</sub> обладают рядом важных петрографических особенностей сравнительно с другими андезитобазальтами Молодого конуса:

- наличием как свежих редких крупных вкрапленников (до 4 см), так и многочисленных мелких (до 0.03 мм в поперечнике) удлиненных кристалликов свежей роговой обманки;
- сочетанием хорошо развитой двупироксеной ассоциации вкрапленников с неизменной роговой обманкой;
- ядра вкрапленников Hb менее магнезиальны, чем их края и микролиты;
- в ряде случаев ядра фенокристаллов Pl имеют более кислый состав, чем края зерен и микролиты;
- выделяются две группы вкрапленников ортопироксена по составу и характеру зональности (Opx<sub>1,2</sub>), а его субфенокристаллы занимают промежуточное положение между этими группами.

Своеобразие петрографического облика андезитобазальтов пирокластических потоков ПАВ<sub>1,3</sub> дополняется и характерной тонкомикролитовой структурой основной массы.

По составам кристаллических фаз и стекол, с привлечением известных экспериментальных данных, были проделаны приближенные оценки физико-химических условий кристаллизации магм. Они указывают на два уровня кристаллизации вкрапленников по глубине. Кристаллизация кислых ядер Pl, вкрапленников Hb и Opx<sub>1</sub> вероятно протекала при давлениях низов коры (порядка ~ 4-6 кбар) из достаточно богатой водой расплава. Основная часть вкрапленников и субфенокристаллов формировалась на относительно небольших глубинах (в интервале давлений ~1-3 кбар). Формирование Pl-Cpx(авгит)-Opx<sub>2</sub> ассоциации фенокристаллов протекало в условиях умеренного недосыщения H<sub>2</sub>O. Составы темноцветных субфенокристаллов в сопоставлении их с составами крупных вкрапленников и толеитовым составом пород свидетельствуют о резком изменении кислородного режима на более окислительный: кристаллизация субфенокристаллов протекала при летучести кислорода на 1,5-2 порядка выше равновесия NNO. Преобладание Hb среди темноцветных субфенокристаллов указывает на то, что сопряженно с этим расплав достиг условий близких к водонасыщенным.

Анализ комплекса изложенных выше данных по истории вулканической активности, петрологическим особенностям и оценкам условий кристаллизации дает основание предполагать, что на начальном этапе формирования Молодого конуса система его питания состояла из двух разноглубинных очагов. Нижнекоровый очаг поставлял андезитовые магмы, а в приповерхностном очаге находились более основные. Плинианские извержения андезитобазальтов вероятно предварялись поступлением активно дегазирующей андезитовой магмы в верхний очаг, где в результате смешения магм формировался облик извергнутой на поверхность пород. В дальнейшем активность

Молодого конуса контролировалась, главным образом, деятельностью только приповерхностного очага. Предлагаемая схема согласуется с геофизическими данными о существовании под Авачинским вулканом двух разноуровневых коровых магматических очагов (Балеста и др., 1988; Гонтовая, Сенюков, 2000).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант N 03-05-64027).

## **THE INITIAL PLINIAN BASIC ANDESITE ERUPTIONS OF THE YOUNG CONE, AVACHINSKY VOLCANO (KAMCHATKA)**

**M.Yu. Puzankov, L.I. Bazanova, A.P. Maximov, S.V. Moskalyova**

*Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Piip 9, 683006,  
Russia. E-mail: [puzankov@kcs.iks.ru](mailto:puzankov@kcs.iks.ru)*

Plinian-type eruptions of basic compositions are rare. Such eruptions concerned with transitional periods of volcanic activity are of special interest. Two largest eruptions (~4 и >1 km<sup>3</sup> of pyroclastics) of the similar type took place at Avachinsky volcano (Kamchatka) during the initial phase of the Young cone formation (~3500 and ~3280 <sup>14</sup>C yrs BP). We investigated the petrology of these eruptive products.

The Young cone is composed mainly of basic andesites but a long period of andesitic explosive activity preceded its formation (7250-3500 yrs BP). During 5000 – 3700 yrs <sup>14</sup>C BP the amount of basic andesite volcanism gradually increased.

The main products of the studied eruptions are represented by pyroclastics of the dark basic andesites with minor light andesite-like pumice. These rocks belong to the medium-low-K tholeiitic island arc series. They have relatively high FeO\*/MgO, low contents and the flat chondrite model of the REE. The phenocrysts and microphenocrysts are plagioclase, augite, salite (rare, only as the phenocrysts), orthopyroxene, and hornblende. Ti-magnetite and ilmenite are present as microphenocrysts. The fine-grained matrix consists of very small microlites of Pl, CPx, subcalcium augite, pigeonite, magnetite and glass.

These rocks have some essential petrologic peculiarities in contrast with the other basic andesites of the young Avachinsky cone. (1) Fresh hornblende occurs as both rare large phenocrysts and numerous small elongated microphenocrysts (the smallest dimension 0.03 μm). (2) The fresh Hb is in combination with a well-defined two-pyroxene association. (3) Cores of the Hb phenocrysts are less Mg than their rims and the microlites. (4) Similarly, sometimes the cores of the Pl phenocrysts are less Ca than their rims and the microlites. (5) There are two groups of OPx phenocrysts (Opx<sub>1,2</sub>) that differ in composition and zonation; OPx microphenocrysts are between these groups.

Rough estimates of P-T-H<sub>2</sub>O conditions at different stages of the magma crystallization were made. They point at two depths of phenocryst crystallization. Probably phenocrysts of Na-Pl, Hb and Opx<sub>1</sub> crystallized at lower crust (P<sub>total</sub> ~ 4-6 kbar) in H<sub>2</sub>O-rich melt. Most phenocrysts and the all microphenocrysts were formed at shallow depth (~1-3 kbar). Pl-CPx-Opx<sub>2</sub> phenocryst association crystallized at moderate water-undersaturated conditions. The microphenocryst crystallization took place at one time with a sharp increase of oxygen fugacity up to 1.5-2 log units above the NNO. Simultaneously, the melt reached near water-saturated conditions.

These results suggest the following model: During the initial period of the young cone formation, its magma feeding system consisted of two different-depth chambers. The lower crust chamber produced andesite magmas and more basic magma was stored in the shallower one. Plinian eruptions of basic andesites are likely to be result of ascent of the active degassing andesite magmas to the upper chamber and their mixing with the basic magma. Later on, activity of the young cone is controlled mainly by the shallow chamber. This suggested scheme is consistent with geophysical data concerning existence two magma chambers at the different depths under Avachinsky volcano.



## РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ КАМЧАТКИ

**Ю.М. Пузанков<sup>1</sup>, В.А. Бобров<sup>1</sup>, В.А. Рашидов<sup>2</sup>, М.Ю. Пузанков<sup>2</sup>, В.И. Андреев<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Россия*

<sup>2</sup> *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Россия*

На Камчатке известны практически все типы минеральных вод, включая радиоактивные – радоновые, урановые, радиевые, хотя о распространении последних данных недостаточно. Наиболее известны Rn воды, связанные с очагами разгрузки высокотемпературных парогидротермальных систем – Узонской, Паужетской, Мутновской, Кошелевской и др. [Рожков А.М., 1979; Чирков А.М., 1971]. Измеренная концентрация Rn в спонтанном газе этих систем достигает  $2,6-3,5 \times 10^{-7}$  Ки/л, предполагается связь избыточного выноса радиоактивного газа с эмигрирующими коллекторами, поверхностными и глубинными.

Проявления низкотемпературных урановых вод локализируются в пределах краевых зон Среднего Камчатского массива в районах развития гранитоидных тел несущих повышенные концентрации легко выщелачиваемого  $^{238}\text{U}$ , который при разрушении и выветривании гранитов фиксируется в обогащенных сорбентами отложениях постоянных и временных водотоков. Накопление  $^{226}\text{Ra}$  не выше породного уровня. Содержание  $^{238}\text{U}$  в подземных водах рассматриваемого гидрокарбонатного натриево-кальциевого типа колеблется от  $n \cdot 10^{-6}$  г/л до  $n \cdot 10^{-4}$  г/л в зависимости от времени года, в соответствии с этим колеблются количества урана, осаждающегося в русловых отложениях. Они достигают максимума за счет зимних накоплений – до 700-1000 мкг/г, и теряются в результате смыва верховодкой в летний период. В целом для участков проявления урановых вод выявляется сложная зависимость между уровнями накопления  $^{238}\text{U}$  в сосуществующих подземных водах, корах выветривания и донных осадках, имеющая динамический характер.

Rn-Ra воды и ассоциированные с ними отложения термальных источников известны в связи с подводным вулканом Пийпа (Берингово море), с Налычевскими и Апапельскими горячими источниками на Камчатке.

Накопление радионуклидов отмечено в гидротермальных продуктах одного из интереснейших подводных вулканов, открытого камчатскими вулканологами в тыловой части Алеутской дуги [Сагалевиц А.М., 1992]. Изучались три образца, отобранные во время 22-го рейса НИС «Академик Келдыш». Два образца подняты ГОА «Мир» с Северной вершины вулкана, один драгирован с Южной вершины. Все образцы представляют собой смеси с преобладанием сульфатов: ангидрита, гипса, барита, в меньших количествах присутствуют кальцит, стронцианит, из примесных компонентов отмечены F, Cl, Br, RAE, REE, Rb, Y, Sc, Zr, Hf, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Pb, Ag, Au и др. Химический и радиоизотопный составы изучены лазерно-флюоресцентным (ЛФ), рентгено-флюоресцентным (РФА), синхротронным (РФА-СИ), атомно-абсорбционным (ААА), инструментальным нейтронно-активационным (ИНАА), полупроводниковым гамма-спектрометрическим (ПГСМ-Ge) методами в ОИГГиМ СО РАН, ИЯФ СО РАН, Березовгеологии, г.Новосибирск. Содержания радионуклидов приведены в [Андреев В.И. и др., 2004, см. этот сборник].

Радий в гипс-барит-ангидритовых корках присутствует в двух изотопах –  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{228}\text{Ra}$ , являющихся производными уранового и ториевого рядов. Современное соотношение  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$  в образце, отобранном с Северной вершины равно 0.35, но на момент отбора проб (1990 г), учитывая величину периода полураспада  $^{228}\text{Ra}$  6,7 лет, оно было примерно в 3.5 раза выше и составляло 1,21, что близко к среднему значению для пород земной коры – 1.25 [Титаева Н.А., 2000]. Высокая активность короткоживущего изотопа Ra свидетельствует о современном возрасте гидротермального процесса на Северной вершине. Накопление  $^{210}\text{Pb}$  в отложениях термальных источников подводного вулкана Пийпа относительно активности  $^{226}\text{Ra}$  существенно ниже среднего для продуктов

современного вулканизма и составляет 0.19-0.22, что объяснимо в случае удаления Rn из системы при вскипании горячих вод. При этом выпадают в осадок сульфаты Ba, Ca, Sr, Ra и др., теряются как Rn, так и продукты его распада – основные гамма-излучатели, что объясняет относительно низкие содержания  $^{226}\text{Ra}$ , измеренные в 1990 г. на сцинтилляционных детекторах.

Повышенные содержания  $^{226}\text{Ra}$ , не подкрепленные материнским  $^{238}\text{U}$ , неоднократно отмечались как в современных вулканических породах Камчатки [Пузанков Ю.М. и др., 1977; Титаева Н.А., 2000], так и в различных гидротермальных образованиях. Наиболее интересны радиоактивные травертины Налычевской группы минеральных источников углекислого хлоридно-натриевого типа с высокими концентрациями В, As, Sb, Br, F, I и др., опробованные в 1964-1969 гг. и содержащие резко неравномерные концентрации Ra, в эпицентрах радиометрических аномалий до 0.17-0.25% в единицах равновесного U (21400-31450 Бк/кг), в ассоциации с Fe-As-окисной минерализацией, а также Апапельские азотные сульфатно-натриевые термы, где Ra в количестве до 0.024% равновесного урана (3019 Бк/кг) концентрируется в форме радиобарита на отдельных участках Hg и Au-Ag оруденения [Пузанков Ю.М. и др., 1977]. Содержания  $^{238}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$  в гидротермалитах обеих групп источников ниже порога чувствительности анализа, содержание Rn в спонтанном газе и воде Налычевских терм на период опробования не превышало  $7-9 \cdot 10^{-10}$  Ки/л, в том числе в воде самоизливающейся скважины, но на периферии площади распространения травертин в пойме р. Горячей концентрация радона в мелких водоемах-ваннах достигала  $40-50 \cdot 10^{-10}$  Ки/л. Особенности распределения  $^{226}\text{Ra}$ , накопившегося под плотной известковой коркой в верхней части травертинового бугра, и его отсутствие на более глубоких горизонтах, наряду с низкими содержаниями радона, приводит к выводу об остаточном характере скоплений радиоактивных элементов, а, следовательно, о резких колебаниях выноса короткоживущих радионуклидов из недр Налычевской гидротермальной системы.

Приведенные данные свидетельствуют о неполноте, в какой-то мере случайности наших знаний, характеризующих радиоактивность некоторых типов термальных вод Камчатки. С теоретических позиций этот пробел должен быть восполнен. С практической точки зрения, при растущем использовании термальных вод в рекреационных и бальнеологических целях (часто без должного медицинского контроля), необходима достоверная информация о радиоактивности вод, газов, минеральных осадков часто посещаемых источников как для выявления их действительно целебных свойств, так и для предупреждения об опасности их бесконтрольного использования.

## RADIOACTIVE ELEMENTS IN HYDROTHERMAL SYSTEMS OF KAMCHATKA

**Yu.M. Puzankov, V.A. Bobrov, V.A. Rashidov, M.Yu. Puzankov, V.I. Andreev**

Mineralized waters of Kamchatka include the waters with known elevated concentrations of Rn, Ra, and U. The Rn-bearing waters are related to the discharges of high-temperature vapor-hydro-thermal systems; the Ra-bearing waters are related to emanating collectors, whereas the U-bearing waters are related to the leaching of radionuclides from granites. The increased use of mineral waters in recreational activities and for balneology purposes requires reliable assessment of the radioactivity of all popular hot springs.

## РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ТИПОВ КОРЫ ФОРМИРУЮЩЕЙСЯ В ОСНОВАНИИ И ОБРАМЛЕНИИ АКТИВНЫХ ОКРАИН

**Ю.М. Пузанков<sup>1</sup>, Ю.М. Стефанов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Россия

<sup>2</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Россия

Коллекция вулканических пород была собрана в 30-м новозеландском рейсе НИС «Вулканолог» при драгировании дна, наземных маршрутах и частично из образцов, любезно предоставленных новозеландскими коллегами, и позднее передана Ю.М. Стефановым в ОИГГиМ СО РАН для дальнейшего изучения. Образцы характеризуют вулканы зоны Таупо на Северном острове, а также подводные и островные вулканы дуги Кермадек [7]. Вместе с ранее опубликованными данными [1, 4, 5, 6], вполне согласующимися с нашими, полученная информация дает возможность рассмотреть продольную радиогеохимическую зональность всей островодужной системы Таупо-Кермадек-Тонга, сопоставив ее с особенностями фундамента.

Южная часть этой островодужной системы располагается в пределах Чатем-Новозеландского блока континентальной мафической коры, обрывающегося севернее залива Пленти. Далее к северу вулканическая дуга, глубоководный желоб и новообразованная тыловодужная впадина накладываются на океаническую кору абиссальной равнины [3]. Возраст вулканизма вдоль всей островодужной системы плейстоценовый, до современного, поэтому различия в составе изверженных пород следует связывать с геодинамикой процесса, а не с временными преобразованиями.

Радиогеохимические свойства изверженных пород согласуются с типом коры. В зоне Таупо, где развиты вулканы базальт-андезит-риолитовой формации, на отдельных участках с преобладанием кислых пород, отмечены наиболее высокие содержания U, Th, K при повышенных значениях Th/U, соответствующих континентальной коре. Предполагается, что распространение относительно высокорadioактивных риолитоидов указывает на наличие здесь блоков сиалического фундамента [3]. Те же радиогеохимические характеристики присущи породам наземных и подводных вулканов залива Пленти.

Зона подводных вулканов Рамбл-Ш и Сайлент-1, расположенных в 250-350 км от берега Новой Зеландии, - промежуточная. Содержания радиоактивных элементов (RAE) и значения Th/U здесь существенно ниже по сравнению с породами зоны Таупо, включая залив Пленти. Далее к северу вулканические образования, в том числе дациты и дацитовые пемзы, представлены низкокалиевыми разновидностями. Вулканы Маколи, Рауль и другие острова на севере дуги Кермадек, а также некоторые острова дуги Тонга, по которым в публикациях приведены радиогеохимические данные, характеризуются наиболее низкими содержаниями RAE и значениями Th/U 2,0 и менее, что соответствует распространению в этой части Тихоокеанской окраины океанического фундамента.

Итак, низкие содержания U, Th, K при пониженных значениях Th/U присущи вулканическим дугам, развивающимся на коре океанического типа. Более высокие концентрации RAE соответствуют изверженным породам, связанным с континентальным мафическим фундаментом. На примере Новой Зеландии и Восточной Камчатки видно, что разнообразие уровней накопления RAE может быть весьма значительным, а Th-U отношения или остаются невысокими, обычно менее 2,0 как для основных пород, так и для кислых (Восточная Камчатка [2]), или повышаются до 3-4, то есть до уровня континентальной коры (Новая Зеландия). Рост концентраций Th при более или менее постоянных содержаниях U и K коррелируется с появлением в основании островных дуг блоков сиалической коры. Примером являются вулканы рассмотренной зоны Таупо и Курильских островов, где Th-U отношение в вулканических породах увеличивается по сравнению с Восточной Камчаткой до 2,5 – 3,1 [2], а при драгировании акватории островов в изобилии встречаются гранитоиды, в том числе с повышенной щелочностью и

калиевостью [3]. Вероятно, в пределах Тихоокеанского кольца могут быть выделены блоки фундамента переходного типа.

#### Список литературы

1. Житков А.С. Радиоактивные элементы в вулканитах островных дуг западного сектора тихоокеанской активной окраины // *Океанология*, 1990. Т.30. Вып. 5. С.809-814.
2. Температура, криолитозона и радиогенная теплогенерация в земной коре Северная Азии / А.Д. Дучков, В.Т. Балобаев, Б.В. Володько и др. РАН, Сиб. отд-ние, Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии. Новосибирск, 1994. 141 с.
3. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Фундамент тихоокеанских активных окраин // М.: Наука, 1987. 208 с.
4. Ewart A., Brothers R.N, Mateen A. An outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec-New Zealand island arc // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1977. 2. N 3. P. 205-250.
5. Ewart A., Bryan W.B., Gill J.B. Mineralogy and Geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, S.W. Pacific // *Journal of Petrology*, 1973. vol. 14. part 3. P. 429-465.
6. Ewart A., Stipp J.J. Petrogenesis of the volcanic rocks of the Central North Island, New Zealand, as indicated by a study of Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> ratios, and Sr, Rb, K, U, and Th abundances // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1968. vol. 32. P. 699-736.
7. New Zealand volcanological Record. N 17 Volcano and Geothermal Observations 1988. 1989. 51 p.

### RADIOACTIVE ELEMENTS AS INDICATORS OF CRUSTAL TYPES FORMING ON THE BASE AND IN THE FRAME OF ACTIVE CONTINENTAL MARGIN

*Yu.M. Puzankov, Yu.M. Stefanov*

The low concentrations of U, Th, K and low Th/U ratios are typical for volcanic arcs formed above an oceanic crust. The increase of concentrations of radioactive elements in igneous rocks correlates with the maturity of the continental mafic basement in the lower parts of volcanic arcs. At the same time the preferential Th enrichment may indicate the presence of silicic continental crust blocks.

### О ВОЗМОЖНОЙ ГАЗОГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ АКТИВНОСТИ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНА КРЫЛАТКА (КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)

**В.А. Рашидов<sup>1</sup>, В.И. Бондаренко<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 683006, Петропавловск-Камчатский, бульвар Пуйна, 9. Россия. E-mail: rashidva@kcs.iks.ru*

<sup>2</sup> *Костромской Государственный Университет им. Н.А. Некрасова, 156000, Кострома, ул. 1 Мая, 14. Россия. E-mail: kgpu@kosnet.ru*

Подводный вулкан Крылатка расположенный на расстоянии ~ 16-17 км к северо-северо-западу от мыса Пржевальского на о. Итуруп, был исследован в 80-х годах прошлого столетия в четырех экспедициях НИС «Вулканолог». Плоская вершина вулкана располагается на глубине 300 м. Размер основания – 14 х 22 км; полная высота, с учетом перекрытого осадками основания, ~ 2900 м. Объем вулкана ~ 140 км<sup>3</sup>. Возраст вулкана по

крайней мере доголоценовый. Формирование вулкана происходило, вероятнее всего, вблизи уровня моря. Последние излияния лавы, вероятно, происходили в подводных условиях.

Для интерпретации данных гидромагнитных исследований выполнено 2.5-мерное моделирование. В качестве априорной информации использовались данные эхолотного промера и непрерывного сейсмоакустического профилирования.

Из результатов моделирования следует, что аномальное магнитное поле подводного вулкана Крылатка обусловлено его современным рельефом. Роль «глубинных корней» вулкана практически незаметна. Породы, слагающие постройку подводного вулкана, намагничены по направлению современного магнитного поля. Эффективная намагниченность пород соответствует породам андезибазальтового ряда.

Центральная часть вулканической постройки в интервале глубин 180-700 м является практически немагнитной. В интервале глубин 700-1000 м наиболее намагниченной является центральная часть постройки, а эффективная намагниченность краевых блоков в этом интервале в 2.5 раза ниже. Начиная с глубины 1000 м, эффективная намагниченность постройки практически нулевая.

Вероятно, породы, слагающие центральную часть вулканической постройки в интервале глубин 180-700 м, подверглись значительным гидротермальным изменениям и утратили свои магнитные свойства. Возможно, что этот слабо намагниченный блок, исходя из его размеров и состава драгированных пород, представляет собой вершинную кальдеру, заполненную продуктами разрушения верхней части постройки и консолидированным галечником.

На записях эхолотных промеров в центре плоской вершины подводного вулкана Крылатка в интервале глубин 210-250 м отмечены акустические аномалии в водной толще, которые могут быть вызваны газогидротермальной деятельностью. Положение этих акустических аномалий совпадает с краем слабомагнитной центральной части вулканической постройки, что хорошо согласуется с моделью вершинной кальдеры.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН, проект 04-3-А-08-054 и ФЦП «Интеграция науки и высшего образования России на 2002-2006 годы» (проект Э0334).

## **ON PROBABLE GAS-HYDROTHERMAL ACTIVITY OF THE SUBMARINE VOLCANO KRILATKA (KURILE ISLAND ARC)**

**V.A. Rashidov<sup>1</sup> and V.I. Bondarenko<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Volcanology and Seismology, FED RAS, 683006 Petropavlovsk- Kamchatsky, Piip Blvd., 9, Russia E-mail: [rashidov@rbcmail.ru](mailto:rashidov@rbcmail.ru)*

<sup>2</sup>*State Nekrasov University of Kostroma, 156000, Kostroma, 1<sup>st</sup> May Street, Russia. E-mail: [kgpu@kosnet.ru](mailto:kgpu@kosnet.ru)*

The submarine volcano Krilatka located ~16-17 km NNE from the Przhevalskyi Cape (Iturup Island) was studied in 1980s during four expeditions of R/V «Vulkanolog». The flat summit of the volcano is situated at a depth of about 300 m. Its basement is 14x22 km in size; the height is ~2900 m above the bottom sediments of the basement. The volume of the volcano is ~140 km<sup>3</sup>. The volcano has been formed before Holocene. Formation of the volcano probably occurred near the sea level. Recent effusive eruptions took place in the underwater conditions.

For interpretation of the marine magnetic survey data, the 2.5-dimensional modelling has been carried out. Echo sounding and seismic reflection profiling data were used as information *a priori*.

The results of modeling show that the abnormal magnetic field of the Krilatka volcano is mostly attributed to its modern relief. The effect «of the plutonic roots» of the volcano is practically negligible. The rocks forming the underwater volcano are magnetized in the direction

of the modern magnetic field. The effective magnetization of rocks corresponds to andesite-basaltic series.

The central part of the volcanic edifice, which lies in the depth interval of 180-1000 m, is practically non-magnetic. At the depths of 700-1000 m the central part of the edifice is the most magnetized. The effective magnetization of the edge blocks at this depth is 2.5 times lower. Below the 1000-m depth the effective magnetization of the edifice is practically equal to zero.

It seems that the rocks of the central part of the volcano at the depth interval of 180-700 m have been exposed to a considerable hydrothermal alteration, which affected their magnetic properties. It is likely that the slightly magnetized block represents a summit caldera filled with products of the summit collapse.

Acoustic anomalies detected in the water column at the depth interval of 210-250 m above the central part of the Krilatka most likely correspond to a gas-hydrothermal activity. According to our model of the summit caldera, the location of these acoustic anomalies corresponds to the edge of the low-magnetized central part of the edifice

This work was supported by FP «Integration» (grant E0334/946) and grant FED RAS 04-3-A-08-054.

## АФТЕРШОКИ ГЛУБОКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНЕ СТЫКА КАМЧАТСКОЙ И АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Вадим Салтыков

Камчатская опытно-методическая станция ГС РАН  
683006, Петропавловск-Камчатский, 9, Россия. E-mail: [salt@emsd.iks.ru](mailto:salt@emsd.iks.ru)

Отсутствие афтершоков у глубоких землетрясений является обычным явлением. Однако за время детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке произошли четыре сильных ( $M > 6.0$ ) землетрясения в интервале глубин от 75 до 250 км, которые сопровождались афтершоковыми последовательностями. Отмечается следующее:

- эпицентры этих землетрясений располагаются достаточно компактной группой к северу от Кроноцкого полуострова;
- здесь не происходили глубокие землетрясения, не сопровождавшиеся афтершоками.

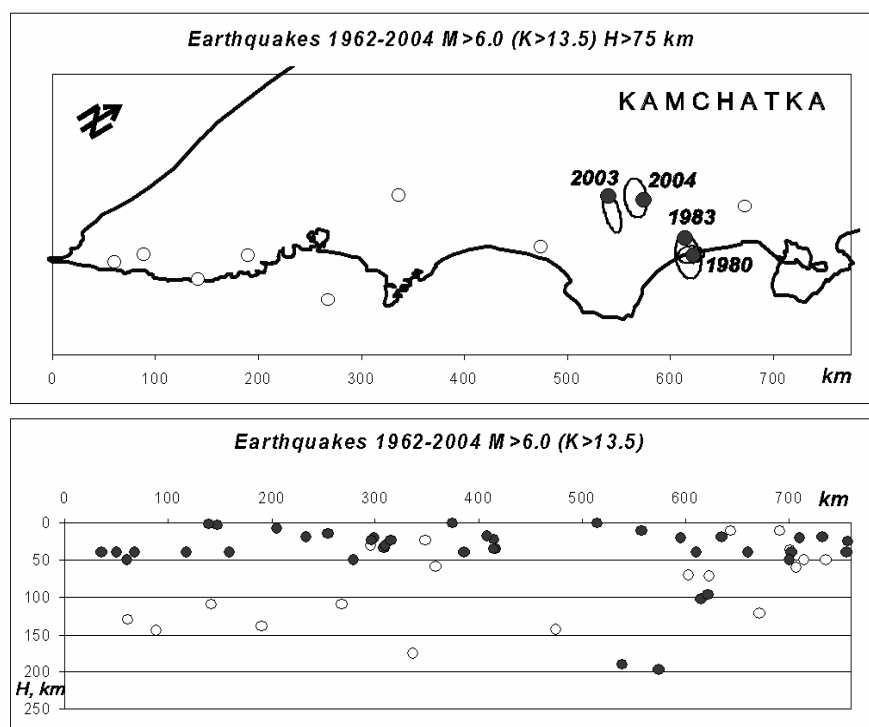


Рис. Вверху: Карта Тихоокеанского побережья Камчатки с отмеченными эпицентрами глубоких (глубина  $> 75$  км) землетрясений с магнитудой более 6.0 (энергетический класс  $> 13.5$ ). Закрашенными кружками обозначены эпицентры землетрясений, сопровождавшихся афтершоковыми последовательностями. Белые кружки соответствуют одиночным землетрясениям. Эллипсы оконтуривают очаги землетрясений. Внизу: Проекция на вертикальную плоскость гипоцентров Камчатских землетрясений с магнитудой более 6.0 (энергетический класс  $> 13.5$ ). Условные обозначения те же.

Наличие афтершокового процесса указывает на существенную упругость среды на этих глубинах. Возможно, этот эффект может быть объяснен, учитывая особенности района. Это стык Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Именно здесь наблюдаются изгиб в западном направлении Курило-Камчатского глубоководного желоба, сейсмофокального слоя и цепи вулканов.

## AFTERSHOCKS OF DEEP EARTHQUAKES IN THE KAMCHATKA-ALEUTIAN JUNCTION ZONE

Vadim Saltykov

*Kamchatkan Seismological Department, Geophysical Service, RAS  
9, Piip Blvd., Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, Russia. E-mail: [salt@emsd.iks.ru](mailto:salt@emsd.iks.ru)*

Absence of aftershocks after deep earthquakes is usual phenomena. However, during detail seismological observation in Kamchatka there are four large ( $M > 6.0$ ) earthquakes on the depth from 75 to 250 km, which were accompanied aftershock sequence. The next features are noted:

- epicenters of these earthquakes are located by compact group in the north of Kronotsky Peninsula;
- in this place there are no deep earthquakes without aftershocks.

A presence of aftershock process points to significant elasticity of medium on this depth interval. May be this effect can be explained by regional features. This area is Kamchatka-Aleutian junction zone. Just here the west bend of Kurile-Kamchatkan trench, seismic focal stratum and volcano chain are observed.

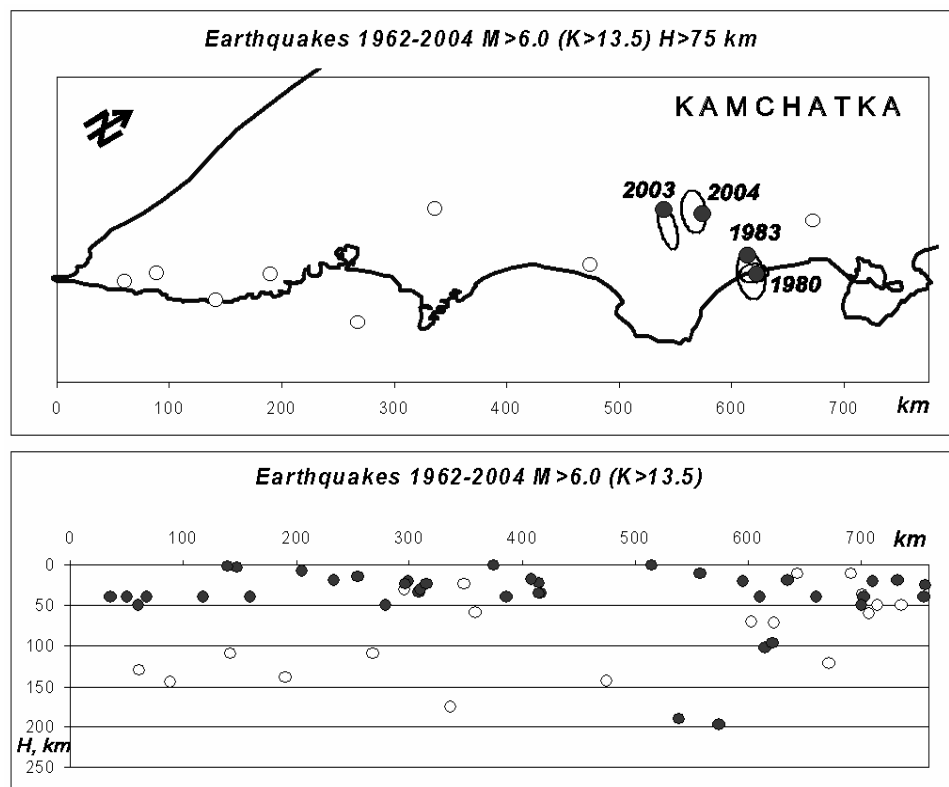


Fig. Above: Map of Pacific coast of Kamchatka with marked epicenters of deep (depth  $> 75$  km) earthquakes with magnitude  $M > 6.0$ . Black circles corresponds to the earthquakes, which have aftershocks. White circles corresponds to single earthquakes. Ellipses locate sources of earthquakes. Below: Projection of Kamchatkan earthquake ( $M > 6.0$ ) hypocenters onto vertical plane. Legend is the same.

## ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ НАДВИГИ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ И АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ

**Д.П. Савельев**

*Институт вулканологии и сейсмологии РАН, Россия. E-mail: savelyev@kcs.ikc.ru*

Полуостров Камчатский Мыс занимает ключевую позицию в зоне Камчатско-Алеутского сочленения, находясь непосредственно на стыке двух дуг. При проведении геологической съемки в южной части полуострова установлены самые молодые надвиги на Камчатке (Бояринова и др., 1999). По сравнению с другими районами Восточной Камчатки здесь наблюдается наибольшая плотность тектонических нарушений различного возраста и различной морфологии. В строении территории принимают участие интрузивные, вулканогенные и осадочные породы с возрастом от мела до голоцена. В одной из точек наблюдения пластина гипербазитов мощностью несколько десятков метров надвинута на морские осадочные отложения с фауной плиоцен-четвертичного возраста (ольховская свита – 0.9-1.9 млн. лет). На контакте гипербазитов и осадочной толщи наблюдается интенсивное брекчирование и кальциевый метасоматоз. Породы аллохтона и автохтона вблизи контакта выбелены за счет развития пренита и цеолита. Плоскость сместителя близка к горизонтальной, имея небольшое падение на север. Эти наблюдения свидетельствуют о режиме сжатия, существовавшем на данной территории в начале четвертичного периода. Позже режим горизонтального сжатия сменился режимом воздымания с дифференцированными блоковыми движениями. Раннеплейстоценовые (Q<sub>1</sub>) морские отложения подняты в отдельных блоках до высоты более 100 метров. Наиболее молодые разрывные нарушения представлены сбросами, секущими голоценовые конуса выноса. Это свидетельствует о том, что на современном этапе продолжают вертикальные блоковые движения. Существование надвигов в начале четвертичного времени и смена тектонического режима характеризуют наиболее молодой этап складчатости в регионе. Возраст этой тектонической перестройки хорошо согласуется с моделью, предложенной М.Н. Шапиро и А.В. Ландером. В соответствии с этой моделью, приращение террейна п-ова Камчатского Мыса произошло около 2 млн. лет назад. Это событие датирует начало субдукции на данном отрезке дуги. Глубина сейсмофокальной зоны на самом северном сегменте современной Курило-Камчатской дуги не превышает 200 км. Все эти данные позволяют связать образование изученных четвертичных надвигов с приращением террейна п-ова Камчатского Мыса к Камчатке.

## QUATERNARY THRUSTS IN THE KAMCHATKA-ALEUTIAN JUNCTION ZONE

**D. Savelyev**

*Institute of volcanology and seismology, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia.*

*E-mail: savelyev@kcs.ikc.ru*

The Kamchatsky Mys Peninsula occupies a key position at the Kamchatka-Aleutian junction. The youngest thrusts in Kamchatka are established while geologic mapping in the southern part of the peninsula (Boyarinova etc., 1999). In comparison with the other areas of East Kamchatka here we observe the greatest density of tectonic fault of different age and different morphology. The geological structure of this area consists of intrusive, volcanic and sedimentary assemblage from the Cretaceous to Quaternary. At one of spot we observed a peridotite plate at about 10 m thickness which has been thrust over the sea deposits with the fauna of Pliocene-Quaternary age (Olhovskaya Formation – 0.9 – 1.9 Ma ago). On the contact of the peridotites and the sedimentary rocks we observed intensive brecciation and calcic metasomatism. Near to the contact zone the rocks was bleached due to prehnitisation and zeolitisation. The fault dip is close to horizontal and has small hade to the north. Our



observations prove a presence of the compression conditions in the Quaternary period in the studied region. Later on, the conditions of horizontal compression were replaced by the conditions of uplift with block faulting. The Pleistocene sea deposits (Q<sub>I</sub>) were lifted at the separate blocks up to a height more than 100 meters. The youngest tectonic movements are normal faults which dissect of the Holocene alluvial fans. It testifies that at the present stage vertical block movements continue. The Quaternary thrusts and change in tectonic conditions indicate the youngest stage of folding in the region. The age of this tectonic reorganization is consistent with the model offered by M.N.Shapiro and A.V. Lander. According to this model, accretion of the Kamchatsky Mys terrane took place about 2 million years ago. It dates the beginning of subduction in the northern part of the arc. The depth of the Benioff seismic zone on the most northern segment of the modern Kuril-Kamchatka arc does not exceed more than 200 km. All these data allow us to conclude that the studied Quaternary thrusts were formed by accretion of the Kamchatsky Mys terrane to Kamchatka.

### ПРОЯВЛЕНИЯ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА В ОКРЕСТНОСТЯХ АВАЧИНСКОЙ ГУБЫ

**В.С. Шеймович<sup>1</sup>, Ю.М. Пузанков<sup>2</sup>, М.Ю. Пузанков<sup>3</sup>, Д.И. Головин<sup>4</sup>, В.А. Бобров<sup>2</sup>,  
С.В. Москалева<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Государственное геологическое предприятие «Камчатгеология», Россия

<sup>2</sup> Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Россия

<sup>3</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Россия

<sup>4</sup> Геологический институт РАН, Россия

В окрестностях Авачинской губы обнаружены два типа щелочных и субщелочных пород. К первому отнесены порфировидные сиениты и трахиты г. Раковой, которые ранее считались верхнемеловыми. Они формируют субвулканические тела среди мезозойских отложений. Второй тип представлен плиоценовыми субщелочными андезибазальтами и базальтами с мегаплагиофировой структурой, образующими дайки, штоки, покровы бухты Крашенинникова и м. Казак. Сиениты и трахиты несмотря на различный К-Аг возраст – 26 млн. лет у трахитов и 8 млн. лет у сиенитов – близки своим химизмом. К-Аг возраст субщелочных андезибазальтов соответствует плиоцену (3,4-5,8 млн. лет). Охарактеризованы петрографический и химический состав пород, состав минералов. Проявления щелочных вулканогенных пород вблизи глубоководного желоба вне геохимической зональности, присущей Курило-Камчатской островодужной системе, объясняются с позиций признания плюмового источника щелочнобазальтовых и щелочносалических магм.

### THE SHOWES OF ALKALINE MAGMATISM IN ENVIRONS OF AVACHINSKAJA BAY

**V.S. Sheimovich, Yu.M. Puzankov, M.Yu. Puzankov, D.I. Golovin, V.A. Bobrov, S.V.  
Moskaleva**

There are two types of alkaline rocks in the Avachinskaja bay area. The first type includes porphyric syenites and trahites of the Rakovaja Mountain. These rocks form subvolcanic Mesozoic deposits. The second type is represented by Pliocene basaltic andesites and basalts with a mega-plagiophyre texture. These rocks form dikes, stocks, lava flows of the Krasheninnikov bay, Kazak cape. Despite different K-Ar ages of trahites and syenites, which is 25 Ma. and 8 Ma, respectively, they have a similar whole-rock composition. The K-Ar age of basaltic andesites is 3.4-5.8 Ma (Pliocene). We report the results of our petrographic examinations, compositions of rocks, and minerals.

## ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ GPS ИЗМЕРЕНИЙ В ПРИМОРСКОМ КРАЕ

Н.В. Шестаков<sup>1</sup>, М.Д. Герасименко<sup>1</sup>, А.Г. Коломиец<sup>1</sup>, Г.Н. Герасимов<sup>1</sup>,  
А.А. Гаврилов<sup>2</sup>, М. Касахара<sup>3</sup>, Т. Като<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Институт прикладной математики ДВО РАН, 690041 Владивосток, ул. Радио 7, Россия

<sup>2</sup> Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, 690041 Владивосток, ул. Балтийская 43, Россия

<sup>3</sup> Институт сейсмологии и вулканологии Хоккайдского университета, 060-0810 Саппоро, Япония

<sup>4</sup> Институт исследования землетрясений Токийского университета, 113-0032, Токио, Япония

Согласно данным многочисленных геолого-геофизических исследований доказано, что для геологического прошлого Приморья была характерна высокая тектоническая активность, сопровождавшаяся значительными горизонтальными и вертикальными движениями и деформациями земной коры [1, 4]. На территории Приморья выявлено более десяти крупных, а также большое количество более мелких разломов [2]. Основным структурным элементом, определяющим геологическое и тектоническое строение Приморского края, является Центральный Сихотэ-Алинский разлом (ЦСАР), пересекающий территорию Приморья и Хабаровского края почти по прямой линии на северо-восток по азимуту 20-25°. Он хорошо выражен в рельефе и прослеживается на космофотоснимках на протяжении более чем 1000 км (см. рис.1). Согласно геолого-геофизическим данным, основные смещения (левосторонние) по нему произошли в позднем мелу, а их суммарная амплитуда по разным оценкам достигает 200 км [1]. Значительные горизонтальные и вертикальные подвижки обнаружены также по ряду других разломов Приморья [2, 4 и др.]. Однако, информация о современной геодинамической активности Приморья крайне скудна и неточна. Только в отдельных случаях она подкреплена инструментальными наблюдениями (данные повторных нивелирных и уровневых наблюдений) [3].

Для восполнения пробела в инструментальных наблюдениях, в рамках совместных российско-японских исследований с ноября 2001 года начали функционировать первые станции Приморской геодинамической GPS сети (PGGN) - KAVL (утрачена в середине 2003 г.) и NKHD. В течение трех последующих лет начались наблюдения на станциях ROSH, GRNT, SMHK и TERN. Кроме них, в г. Владивостоке с 1995 г. функционирует пункт Западно-Тихоокеанской объединенной GPS сети (WING) – VLAD. Расположение станций сети PGGN, а также пункта сети IGS - KHAJ показано на рис.1.

На всех станциях сети, кроме пункта VLAD, выполняются циклические GPS измерения двухчастотными GPS приемниками Ashtech Z-12 с интервалом записи информации 30-сек. Продолжительность каждого цикла изменяется в пределах от нескольких десятков дней до полугода. Для наблюдений на одном и том же пункте используется один и тот же комплект GPS оборудования. Станция VLAD оборудована двухчастотным GPS приемником Trimble 4000SSE и работает в непрерывно.

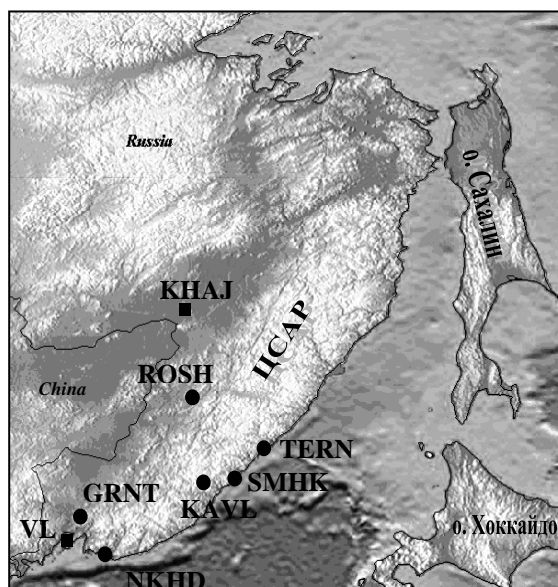


Рис.1. Схема расположения станций PGGN.

● - периодически наблюдаемая GPS станция;  
■ - постоянно действующая GPS станция;  
VL – станция VLAD сети WING в г. Владивосток ;  
KHAJ – станция IGS в г. Хабаровск.

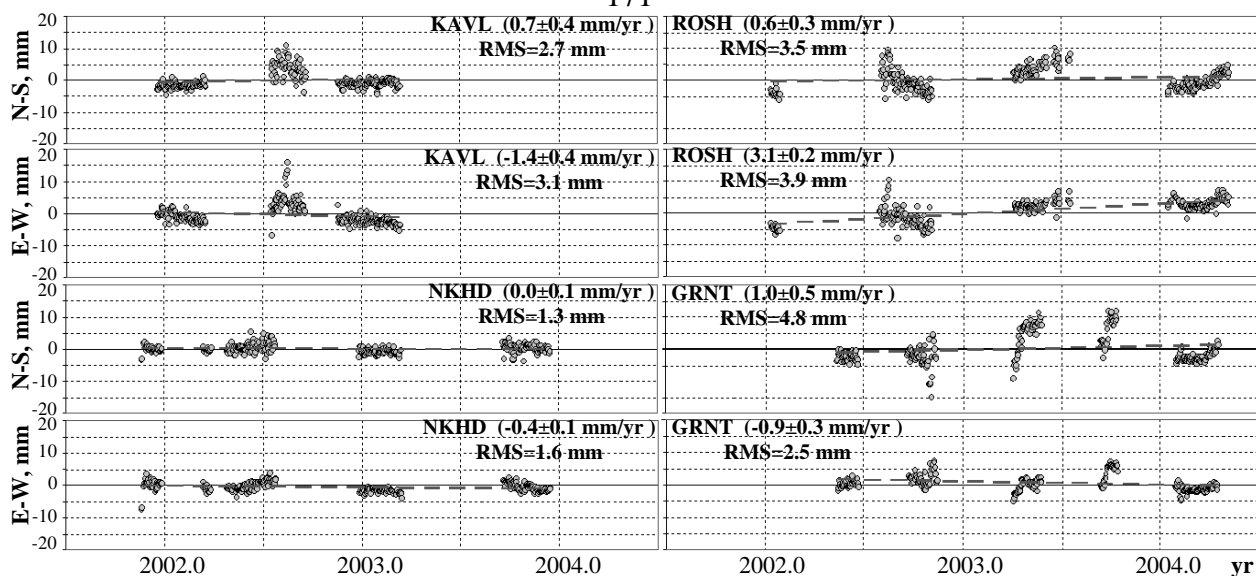


Рис. 2. Отклонения среднесуточных координат станций относительно их средневесового значения за весь период наблюдений по направлениям С-Ю и В-З. В скобках приведены оценки относительных скоростей подвижек пунктов и их формальные ошибки. RMS-среднеквадратическая ошибка аппроксимации данных регрессионной прямой.

Весь объем GPS данных за 2001-2004 гг. был обработан при помощи программного обеспечения Bernese Ver. 4.2. для получения оценок горизонтальных подвижек пунктов сети относительно VLAD. Станции SMHK и TERN были исключены из обработки, т.к. накопленной на них информации еще недостаточно для анализа. Результаты обработки показаны на рис. 2. На основе результатов обработки можно сделать следующие предварительные выводы:

1. Скорости подвижек пунктов сети относительно станции VLAD находятся в пределах ошибок измерений, т.к. их формальные ошибки занижены как минимум в 3-5 раз. Исключение составляет пункт ROSH, для которого достаточно уверенно прослеживается движение к востоку со скоростью около 3 мм/год. Возможно, эта подвижка обусловлена движением по разлому, расположенному вблизи станции ROSH.

2. Движения по крупнейшим разломам Приморья, расположенным к востоку от станции VLAD, по-видимому, не превышают первых миллиметров. Это согласуется с представлениями о низкой современной тектонической активности Приморского края. Однако, полностью исключить наличие гораздо более существенных подвижек, в том числе и по ЦСАР, нельзя, т. к. имеющейся измерительной информации явно недостаточно.

3. Результаты обработки GPS измерений обнаруживают значительные сезонные вариации, связанные, предположительно, с изменениями атмосферных условий (тропосфера), нестабильностью геодезических центров и иными причинами.

4. Использование циклических GPS измерений позволяет выявить пределы изменений скоростей подвижек пунктов. Но для установления более точной величины и направления таких подвижек, а так же выяснения их природы, необходимы непрерывные измерения продолжительностью не менее 2-3-х лет.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 03-05-64275-а).

#### Список литературы

1. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Дальн. кн. изд-во, Владивосток. 1972. 114 с.
2. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Часть III. Основные черты тектоники и история развития. Препринт. ДВНЦ АН СССР. Владивосток. 1987. 59 с.
3. Олейников А.В., Олейников Н.А. Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмичности южного Приморья. Дальнаука. Владивосток. 2001. 183 с.
4. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука. 1989. 163 с.

## INITIAL RESULTS OF GPS MEASUREMENT IN PRIMORSKI KRAI

N.V. Shestakov<sup>1</sup>, M.D. Gerasimenko<sup>1</sup>, A.G. Kolomiets<sup>1</sup>, G.N. Gerasimov<sup>1</sup>,  
A.A. Gavrilov<sup>2</sup>, M. Kasahara<sup>3</sup> and T. Kato<sup>4</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Applied Mathematics FEBRAS, Radio st., 7, Vladivostok 690041, Russia*

<sup>2</sup>*Pacific-Ocean Institute of Oceanology FEBRAS, Baltiyskaya st., 43, Vladivostok 690041, Russia*

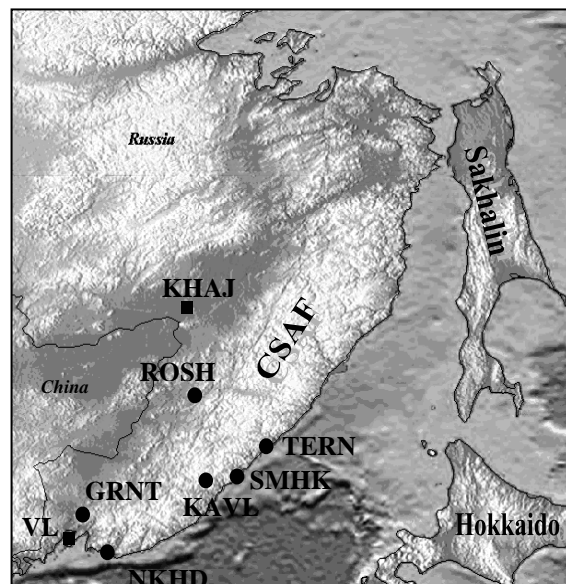
<sup>3</sup>*Institute Seismology and Volcanology, Hokkaido University, Kita 10, Nishi 8, Kita-ku, Sapporo 060-0810, Japan*

<sup>4</sup>*Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Bunkyo-ku, Tokyo, 113-0032, Japan*

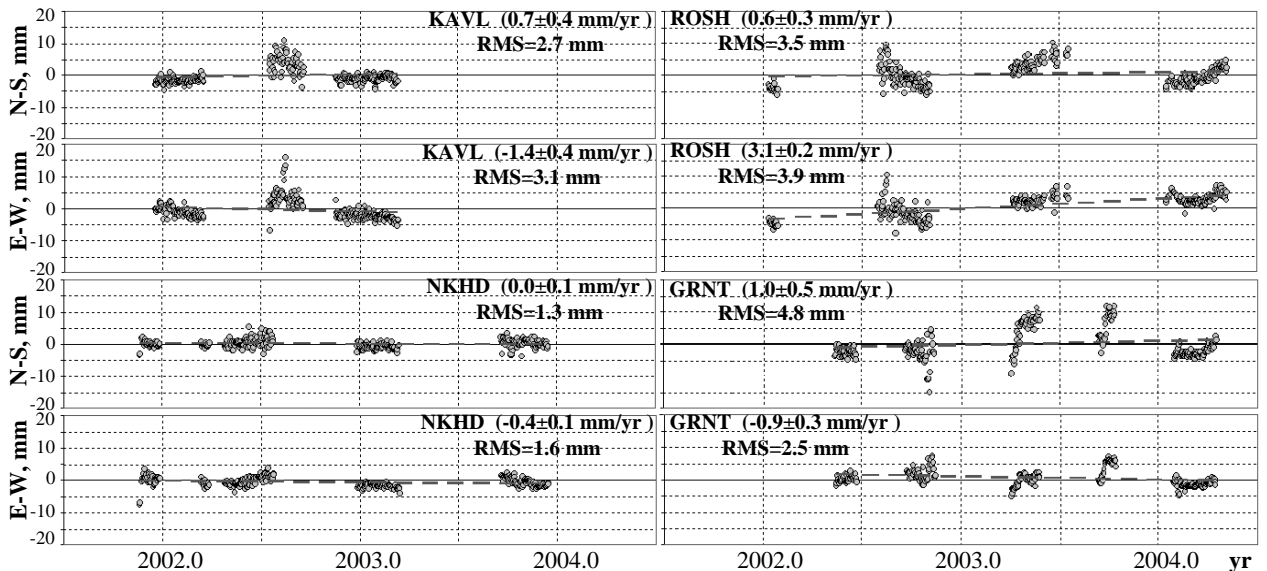
Numerous geological and geophysical investigations suggested that geological history of Primorye was characterized by a high tectonic activity. Such activity was accompanied by significant horizontal and vertical Earth crust movements and deformations [1, 4]. More than ten large faults and a lot of smaller faults were discovered in Primorye [2]. The most important tectonic unit in Primorye is the Central Sikhote-Alinsky Fault (CSAF). It propagates through Primorsky and Khabarovsk regions almost along a straight line, and controls their tectonic and geologic settings. The CSAF extends to the north-east along the 20-25° azimuth. It is clearly marked in the landscape and easily recognized in satellite images of this territory for more than 1000 km (figure 1). According to geological and geophysical investigations the main crustal displacements (left-lateral) along the fault occurred in Late Cretaceous. According to geologic estimates the total amplitude of displacements comprised 200 km [1]. Significant horizontal and vertical slips are also identified for other faults in Primorye [2, 4 and others]. However, the information about present geodynamic activity in Primorye is very scarce and often inaccurate. Only in a few cases it is supported by instrumental measurements (repeated leveling and sea level observations) [3].

In order to fill the gap in instrumental measurements, the first two GPS stations of the Primorsky Geodynamic GPS Network (PGGN) - KAVL and NKHD were installed in November 2001 as a part of the joint Russian-Japanese project. The station KAVL was destroyed in the middle of 2003. During the next three years GPS observations at the stations ROSH, GRNT, SMHK and TERN have been carrying out. In addition to them, the GPS station VLAD of the Western Pacific Integrated GPS Network (WING) has been continuously operating since 1995 in Vladivostok. PGGN station's locations are shown in figure 1. Location of the IGS station KHAJ is also shown on the same picture.

Campaign GPS observations are performed using all stations of our GPS network, excluding the VLAD. Dual frequency GPS receivers Ashtech Z-12 with 30-sec sampling interval of data recording are used. Each campaign covers a time span from a few weeks to several months. Exactly the same set of GPS equipment is used for performing observations at every station. The VLAD station is equipped by the dual frequency GPS receiver Trimble 4000SSE.



**Fig.1.** Scheme of the PGGN station's locations.  
 ● - periodically observed GPS station;  
 ■ - continuous GPS station;  
 VL – VLAD station (WING network, Vladivostok);  
 KHAJ – IGS station (Khabarovsk).



**Fig.2.** Raw time series of horizontal positions of the PGGN stations. The estimated velocities with standard errors by ordinary linear regression are shown in parentheses. Root-mean-square (RMS) values for each component also are shown.

All GPS data for a period of 2001-2004 were processed using Bernese Ver. 4.2. software for estimating of horizontal velocities of the network stations with respect to the VLAD station.

Stations SMHK and TERN were excluded from the processing, because the total amount of GPS data acquired so far is less than required for analysis at these points. Processing results are shown in figure 2. Based on these results it is possible to make following conclusions:

1. The estimated velocities for all stations relative to the VLAD station are not higher than the level of accuracy, because their formal errors are underestimated by factor of 3 to 5. The station ROSH is an exception. Its eastern velocity component is equal to 3 mm/yr. It is not small and could be related to a slip along the fault located near the station.

2. Crustal movements along the largest faults located to the East from the VLAD are not higher than a few millimeters. This indicates a low level of present tectonic activity in Primorsky region. At the same time we can not completely exclude the existence of more significant movements (including those along the CSAF), because the available data may not be enough for making reliable conclusions.

3. Processing results are significantly affected by seasonal variations. Such variations may be caused by changing atmospheric conditions at the GPS sites (troposphere), geodetic monuments instability, and some other reasons.

4. Campaign GPS measurements are useful for determining the velocity variations at each station. However, for precise velocity estimates and for their reliable interpretation at least two or three years of continuous GPS measurements are required.

This work was supported by Russian foundation for basic research (grant number 03-05-64275-a).

## References

1. Ivanov B. A. The Central Sikhote-Alinsky Fault. Vladivostok, 1972, 114 pp.
2. Nazarenko L.F., Bazhanov V. A. Geology of Primorsky Krai. Part III. Main tectonic settings and evolution history. Preprint. Vladivostok, 1987, 59 pp.
3. Oleinikov A.V., Oleinikov N. A. Geologic indicators of seismicity and paleoseismicity of southern Primorye. Vladivostok, 2001, 183 pp.
4. Utkin V.P. Strike-slip faulting, magmatism and ore-formation. Moskow, Nauka, 1989, 163 pp.

## **БЫСТРАЯ НЕЙРОНОСЕТЕВАЯ ИНВЕРСИЯ 2D МАГНЕТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ МОНИТОРИНГА СЛОЖНЫХ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ**

**М.И. Шимелевич, Е.А. Оборнев, С. Гаврюшов**

*Московский Государственный Геологоразведочный Университет, 117997, ул. Миклухо-Маклая, 23, Москва, Россия*

В последние годы были представлены примеры применения техники искусственных нейронных сетей (ИНС) для решения обратных задач электромагнитных зондирований [Spichak и Popova 1998, Shimelevich и Osbornev 1999], в которых было показано, что этот метод эффективен для 2D и 3D магнитотеллурических инверсий, когда количество параметров геоэлектрической модели лежит в пределах 10 [Spichak и Popova 2000, Shimelevich и др. 2001], т.е. решение ищется в пределах узкого класса моделей. Важная особенность почти мгновенной инверсии посредством обученной ИНС делает этот подход привлекательным для мониторинга электромагнитных характеристик среды в реальном времени. Следует добавить, что с помощью ИНС может решаться задача инверсии неполных МТ данных при мониторинге нескольких параметров разреза, используя измерения в ограниченном числе точек наблюдения [Shimelevich и др., 2003]. Применение техники ИНС для обратных задач МТЗ требует решения множества прямых задач для различных величин геоэлектрических параметров и «тренировку» ИНС с этой базой данных, когда и входные и выходные данные известны для этого набора примеров. Первый шаг в направлении ИНС интерпретации геоэлектрических сред, описываемых десятками параметров, и установление связи между чувствительностью инверсии к шумам в данных и ошибками обучения ИНС сделано в работах [Shimelevich и др. 2001, 2002]. Было показано, что относительные ошибки ИНС в нахождении параметров среды отражают чувствительность полей к этим параметрам, и когда обученная ИНС обращает зашумленные данные, относительные нормы невязок поля не превосходят сумму норм невязок для незашумленной инверсии и добавленного шума.

В настоящей работе метод расширяется на 2D системы, включающие сотни параметров, что позволяет исследовать широкий класс геоэлектрических сред. В этом случае база данных примеров должна включать решение десятков тысяч прямых задач и вычисление может быть возможно только благодаря прогрессу в параллельных вычислениях. Представлены результаты ИНС инверсии синтетических МТ данных для нескольких подобных классов геоэлектрических моделей. На рис.1 показан пример инверсии 2D геоэлектрического разреза. В этой модели проводимость ищется на узлах фиксированной прямоугольной решетки. Между узлами проводимость интерполируется посредством двумерного сплайна. При обучении базы данных примеров прямого моделирования, удельное сопротивление в каждом узле меняется от 2 до 10 тыс. Ом·м. Верхний слой описывается явно. Его мощность варьирует от 0 до 4 км. Проводимость верхнего слоя постоянна в вертикальном направлении, но линейно изменяется между центрами блоков в горизонтальном. Модель удельного сопротивления в целом описывается 233 параметрами. Обучающие данные суть кажущиеся сопротивления и фазы, измеренные вдоль 100 км профиля на 13 периодах от 0.01 до 25 сек. База данных включает 22400 примеров прямого моделирования. Тестирование обученной сети на 5600 независимых примерах прямого моделирования показывает относительные ошибки параметров в несколько процентов для верхнего слоя и менее чем 15% для узлов, расположенных не глубже 10 км. Относительные невязки полей, полученные при этом тестировании, менее 4 %. Можно видеть хорошее соответствие между истинной моделью и результатом интерпретации, показанным на рис.1, особенно принимая во внимание, что процесс инверсии посредством обученной ИНС занимает несколько секунд на ПК. Проводимость и мощность верхнего слоя находятся с точностью в несколько процентов.

Быстрота инверсии делает метод привлекательным для проблем геоэлектрического мониторинга. Вместо дорогостоящего решения обратной задачи каждый раз следует

заранее выполнить массивные параллельные вычисления, чтобы получить удовлетворительную параметризацию геоэлектрической среды в исследуемом регионе. После этого 2D и даже 3D MT данные могут интерпретироваться почти мгновенно, чтобы проводить мониторинг изменений проводимости. Важно, что после детального выяснения модели в регионе, метод продуцирует инверсии, устойчивые к шуму и неизвестным деталям верхней части разреза. Чтобы проиллюстрировать чувствительность метода, тестовая модель из рис.1 была изменена. Второй проводящий слой незначительно изменил свою форму в одном месте. Как следует из результатов, ИНС инверсия является чувствительной к данным изменениям разреза.

### Ссылки

см. версию на английском языке

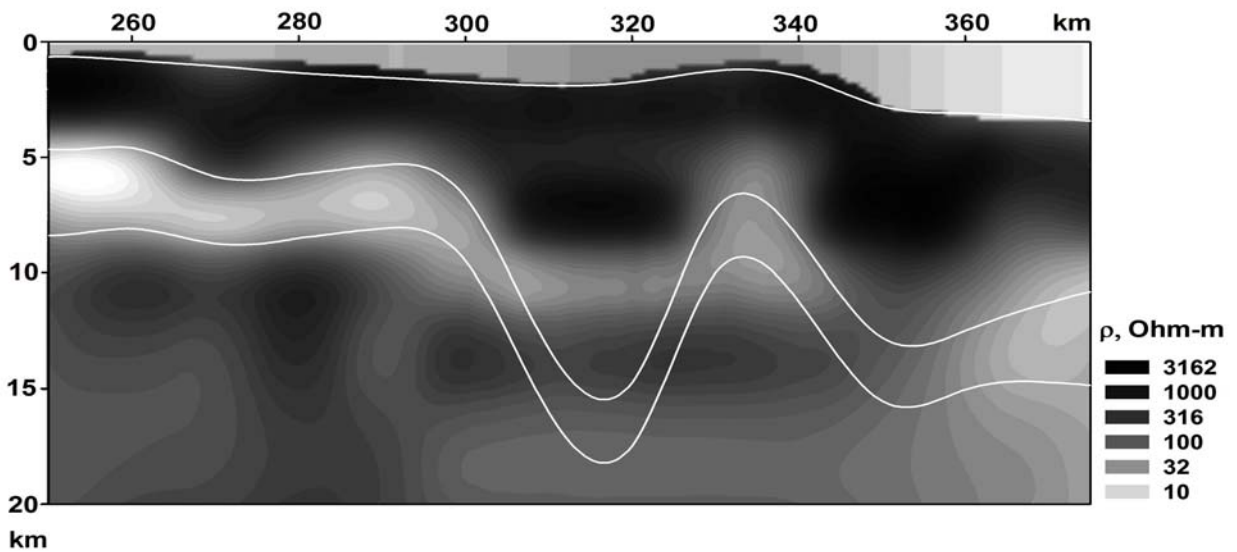


Рис.1. Сравнение ИНС инверсии и истинной модели разреза. Белые линии являются истинными границами между слоями различной проводимости; удельное сопротивление второго слоя 2500 Ом·м, сопротивление третьего слоя 5 Ом·м и сопротивление основания 5000 Ом·м.

## RAPID NEURONET INVERSION OF 2D MAGNETOTELLURIC DATA FOR MONITORING OF COMPLEX GEOELECTRICAL SECTIONS

**M.I. Shimelevich, E.A. Osborne, S. Gavryushov**

*Moscow State Geological Prospecting University, 117997, Miklukho-Maklaya str., 23, Moscow, Russia*

For the last years, examples of the artificial neural network (ANN) technique applications have been presented for solution of the inverse problems of the electromagnetic soundings [Spichak and Popova 1998, Shimelevich and Osborne 1999], where it was shown that this method was effective at 2D and 3D magnetotelluric (MT) imaging when the number of the geoelectric model parameters is about 10 [Spichak and Popova 2000, Shimelevich et al. 2001], i.e., the solution is sought within a narrow class of models. An important peculiarity of almost instant inversion by the learned ANN makes this approach to be attractive for real-time monitoring of electromagnetic characteristics of the medium. It should be added that the ANN could be efficiently applied to the monitoring of a few parameters of the section using a rarified set of measurements [Shimelevich et al. 2003]. An application of the ANN technique to the inverse problems of MT soundings requires solving many forward problems at different values

of geoelectric parameters and «training» the ANN with this database when both input and output data are known for this set of samples. The first step towards ANN interpretation of geoelectric media described by tens of parameters and establishing a connection between sensitivity of inversion to the noise in the field data and errors of ANN training was done in works [Shimelevich et al. 2001, 2002]. It was shown that relative ANN errors in seeking parameters of the medium reflected sensitivity of fields to those parameters and when the learned ANN inverts noised data, the field misfit norms do not exceed a sum of the non-noised inversion misfit norm and norm of the added noise.

In the present work the method is extended to 2D systems comprising of hundreds of parameters, which allows us to study a relatively wide class of geoelectric media. In this case the sample database has to involve solutions of tens of thousands forward problems and its computation can be possible only due to the progress in parallel computing. We present results of ANN inversion of synthetic MT data for several such classes of geoelectric models. In Fig. 1 an example of inversion of a 2D geoelectric section is shown. In this model conductivity is sought at nodes of a fixed regular grid. Between the nodes the conductivity is interpolated by a two-dimensional spline. At learning the database of forward modeling samples, each node resistivity independently varies from 2 to 10,000  $\Omega\cdot\text{m}$ . The upper layer is described explicitly. Its thickness varies from 0 to 4 km. The conductivity of the upper layer is constant in the vertical direction, but linearly varies between centers of the blocks in horizontal direction. The resistivity model is described by 233 parameters in total. The learning data are apparent resistivities and phases measured along the 100 km survey at 13 periods from 0.01 to 25 seconds. The database comprises 22,400 forward modeling samples. Testing the learned net on 5,600 independent forward modeling samples shows relative parameter errors of a few per cent for the upper layer and less than 15 per cent for nodes situated not deeper than 10 km. Relative field misfits obtained at this testing are less than 4 per cent. One can see an impressive agreement between the true model and a result of interpretation shown in Fig. 1, especially taking into account that the process of the inversion with a learned ANN takes a few seconds on a PC. The conductivity and thickness of the upper layer are found with accuracy within a few per cent.

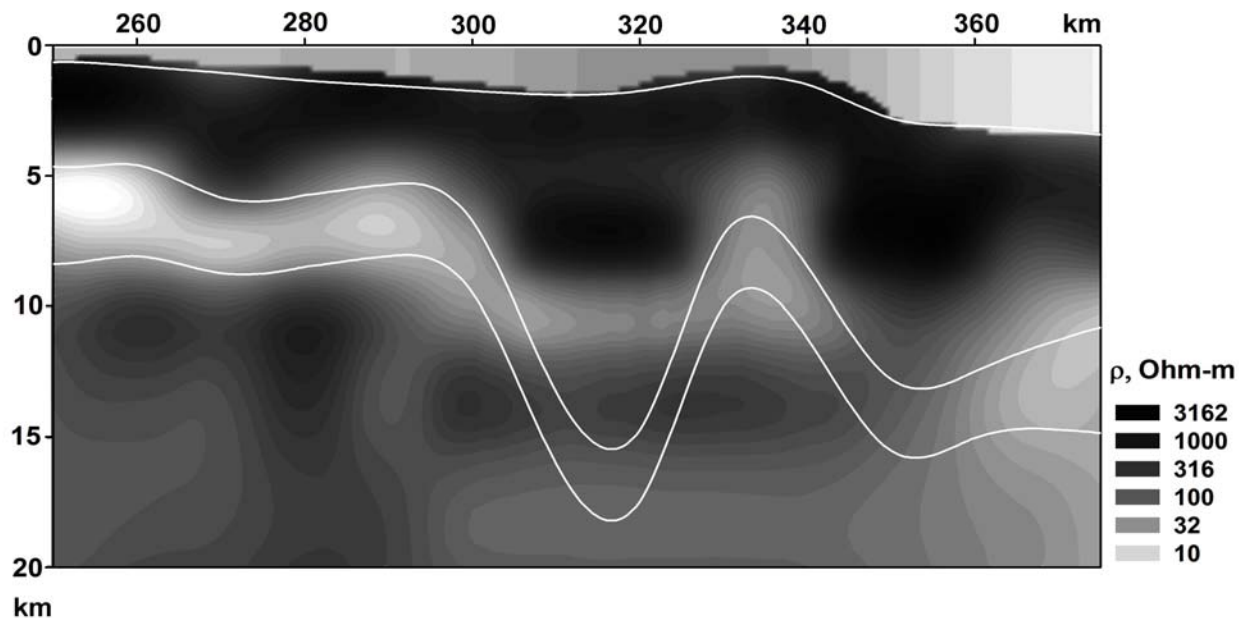


Fig.1. Comparison of an ANN inversion and the true model of the section. White lines are true interfaces between the layers of different conductivity. The second layer resistivity is 2500  $\Omega\cdot\text{m}$ , the third layer resistivity is 5  $\Omega\cdot\text{m}$  and the bottom resistivity is 5000  $\Omega\cdot\text{m}$ .

The rapidness of the inversion makes the method to be attractive for problems of geoelectrical monitoring. Instead of expensive solving the inverse problem every time, one has to



perform massive parallel calculations in advance to obtain a satisfactory parametrization of the geoelectric medium in the region studied. After that 2D and even 3D MT data can be interpreted almost instantly to monitor the conductivity changes. It is important that after detailed establishing the model in the region, the method produces inversions stable to noise and unknown details of the upper part of the section. To illustrate the sensitivity of the method, the test model from Fig. 1 was changed. The shape of the second conductive layer was slightly affected at one place. As follows from results of inversion, the changes were reflected in the interpretation of the data by means of the same learned ANN.

#### References

1. Spichak, V.V. and Popova, I.V. (1998) Application of the neural network approach to the reconstruction of a three-dimensional geoelectrical structure. *Izvestiya, Physics of the solid earth*, 34, 33-39.
2. Spichak, V.V. and Popova, I.V. (2000) Artificial neural network inversion of magnetotelluric data in terms of three-dimensional earth macroparameters. *Geoph. J. Int.*, 142, 15-26.
3. Shimelevich, M.I. and Osborne, Ye.A. (1999) The method of neural networks applied to the approximation of inverse operators in electromagnetic sounding problems *Izvestiya Vuzov, Geology and prospecting*, 2, 102-116.
4. Shimelevich, M.I., Osborne, Ye.A., Gavryushov, S.A. (2001) A method of designing neural networks for solving multiparametric inverse problems of magnetotelluric sounding. *ibid*, 6, 129-137.
5. Shimelevich, M.I., Osborne, E.A., Gavryushov, S.A. (2002) Neuronet approximation of the inverse MT operators for geoelectrical monitoring. *Proceedings of III International Workshop on Magnetic, Electric and Electromagnetic Methods in Seismology and Volcanology (MEEMSV-2002)*, September 3-6, Moscow, pp. 59-62.
6. Shimelevich, M.I., Osborne, E.A., Gavryushov, S.A. (2003) Application of neuronet approximation to the solution of geo-electromonitoring problems. *Izvestiya Vuzov, Geology and prospecting*, 4, 70-71.

### TESTING PREDICTIONS OF THE DEGREE OF PLATE COUPLING IN THE KURIL SUBDUCTION ZONE

**Mark Simons<sup>1</sup>, Jeff Freymueller<sup>2</sup> and Mikhail G. Kogan<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>California Institute of Technology, Pasadena CA 91125, USA.

E-mail: [simons@caltech.edu](mailto:simons@caltech.edu)

<sup>2</sup>University of Alaska, Fairbanks AK 99775, USA. E-mail: [jeff@giseis.alaska.edu](mailto:jeff@giseis.alaska.edu)

<sup>3</sup>Columbia University, Palisades NY 10964, USA. E-mail: [kogan@ldeo.columbia.edu](mailto:kogan@ldeo.columbia.edu)

Subduction zones are typically classified as falling between two end-member groups, Chilean and Mariana-type (Uyeda and Kanamori, 1979), with large scale inter-arc differences in seismogenic behavior usually attributed to variations in age and convergence rate of the subducting plate (Kanamori, 1986), and normal tractions on the plate interface (Scholz and Campos, 1995). In contrast to this focus on differences between subduction zones, two recent studies have found a strong global correlation between along-strike variations of gravity and topography within a given subduction zone and the principal locations of seismic moment release in large plate interface earthquakes (Song and Simons, 2003; Wells et al., 2003). In particular, these studies (henceforth referred to as SS03 and W03) found that most large earthquakes occurring on the shallow subduction interface occur in regions where trench-parallel gravity and topography anomalies (TPGA and TPTA) are negative, and regions of positive TPGA and TPTA appear to not experience significant seismic moment release. In addition,

geodetic studies have identified areas of both high and low strain within a single subduction zone, inferred to represent along-strike variations in the strength of plate coupling. In Alaska, *Zweck et al.* (2002) showed that the along-strike variations in present-day strain along ~1000 km of the eastern Alaska-Aleutian subduction zone correlate with along-strike variations in moment release during the last earthquake cycle. All of these observations suggest a picture of subduction zones in which along-strike variations in seismic behavior within a given subduction zone are as great as differences between subduction zones. This picture implies that frictional properties of the plate interface can vary over short distances and may control long-term seismic moment release. The conclusions reached by SS03 and W03 suggest that asperities of great earthquakes are persistent and not ephemeral, that there is a close relationship between seismogenic behavior and geologic evolution of the forearc, and that we may be able to predict where areas of high moment release will be in future earthquakes (although not, of course, the timing or exact moment).

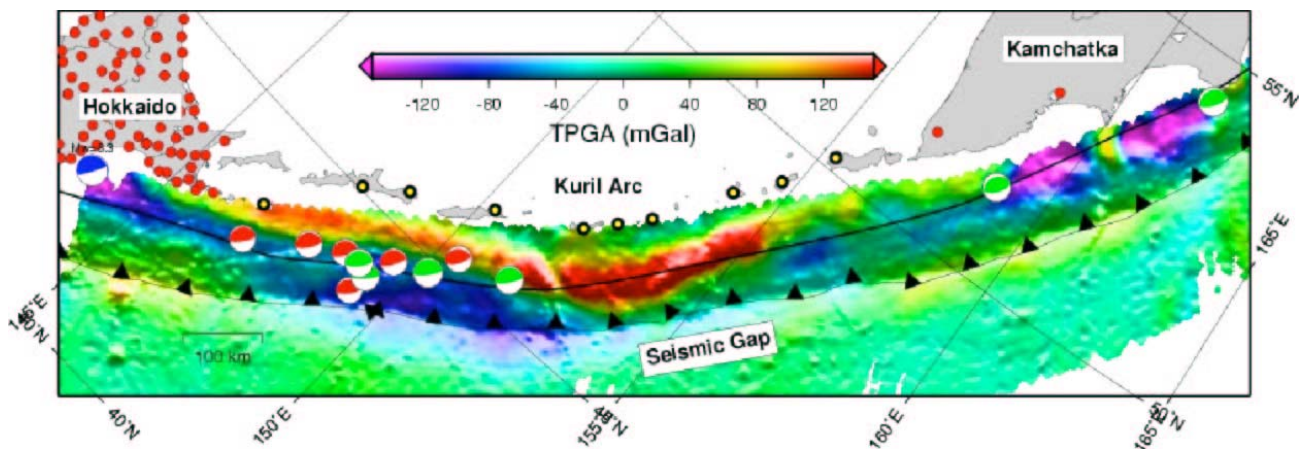


Figure 1. TPGA (color) for the Kuril-Kamchatka subduction zone draped over bathymetry (intensity). Moment tensors from the Harvard CMT from 1976 to 2002. The black barbed line indicates the approximate location of the trench and the solid black line indicates the approximate location of the 50-km-isodepth on the Benioff zone. Yellow and red dots indicate proposed and existing GPS sites, respectively. Note the large positive TPGA that approaches the trench. Also note the large seismic gap corresponding to the region of positive TPGA.

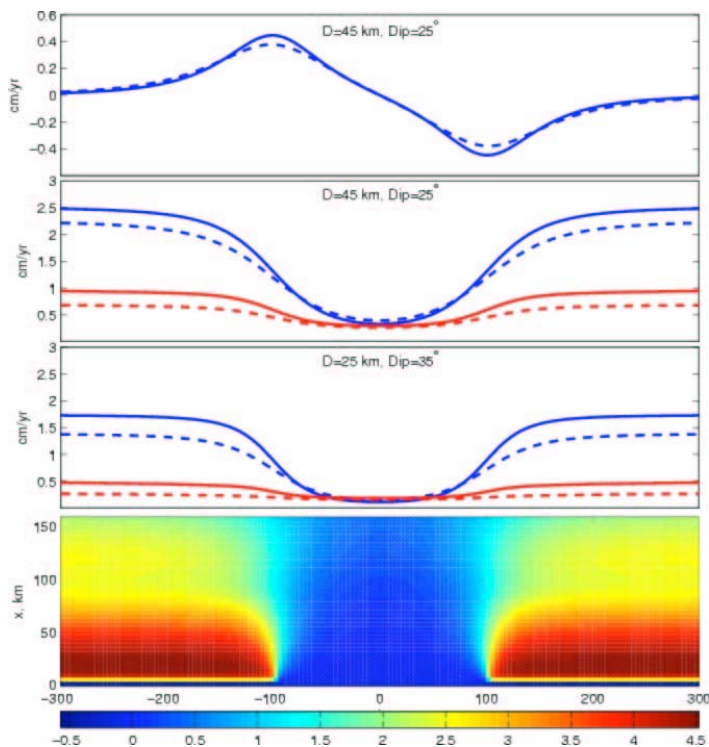


Figure 2. Displacement field as predicted from a backslip model for interseismic deformation in a subduction zone. (Bottom) Trench perpendicular horizontal velocities for an 8 cm/yr convergence velocity, a locking depth,  $D$ , of 45 km, a thrust interface dipping at  $25^\circ$ , and an imbedded 200-km-long uncoupled zone. (Top) Trench-parallel profiles of trench parallel velocities evaluated at 130 km (solid) and 150 km (dashed) from the trench. (2nd from top) Trench perpendicular velocities (blue) and vertical velocities (red). (3rd from top) Same as above, but for  $D = 25$  km and a thrust interface dipping at  $35^\circ$ .

The Kuril Arc offers an ideal location to install a linear array of continuous GPS instruments to perform a blind test of a SS03 prediction (figures 1 and 2). The central Kurils have no record of large earthquakes along the thrust interface (e.g., *Kuzin et al.*, 2000). There are two obvious possibilities: either the large earthquakes in this region have yet to occur, or they will never occur. SS03 finds a large region of positive TPGA over the plate interface in the central Kuril, and thus predicts this region to be relatively uncoupled relative to the regions north and south of it (Figure 1). A continuous Kuril-wide GPS network could also detect the presence of any aseismic transients, such as those found at *all* other continuously monitored coupled subduction zones. Any continuous GPS network that is installed in the Kuril Arc should be accompanied by a complementary yearly campaign survey of each instrumented island to detect local volcanic transients. Such a study could be augmented with regular InSAR measurements to detect and isolate local (as opposed to regional) deformation.

**POSTSEISMIC CRUSTAL DEFORMATION ASSOCIATED WITH THE 2003  
TOKACHI-OKI EARTHQUAKE ( $M_{JMA}8.0$ ), OFF SOUTHEASTERN HOKKAIDO,  
JAPAN**

**Hiroaki Takahashi<sup>1</sup>, Shigeru Nakao<sup>2</sup>, Noritoshi Okazaki<sup>3</sup>, Takeshi Sagiya<sup>4</sup>,  
Manabu Hashimoto<sup>5</sup>, Teruyuki Kato<sup>2</sup>, Takeshi Matsushima<sup>6</sup>, and Minoru Kasahara<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University, Japan*

<sup>2</sup>*Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Japan*

<sup>3</sup>*Geological Survey of Hokkaido, Japan*

<sup>4</sup>*Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation, Nagoya University, Japan*

<sup>5</sup>*Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Japan*

<sup>6</sup>*Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University, Japan*

The 2003 Tokachi-oki earthquake ( $M=8.0$ ) occurred in the southwestern Kuril Trench, off southeastern Hokkaido, Japan, on September 26, 2003. This is a typical recurrent thrust earthquake between the subducting Pacific and overriding plates. Coseismic crustal deformation released most of the interseismic strain accumulated during the 51 years from the former 1952 Tokachi-oki earthquake ( $M8.2$ ). Recent continuous GPS observations have revealed remarkable postseismic crustal deformations following large earthquakes. Some of those showed that additional moment released by the afterslip is comparative to the main shock. This suggests that continuous GPS observations for postseismic crustal deformation are important to reveal the whole picture of an earthquake.

To investigate the postseismic crustal deformation in detail associated with this earthquake, we newly established 30 continuous GPS sites just after the mainshock in the eastern part of Hokkaido. Daily coordinates of more than 100 sites including the nationwide GPS network operated by Geographical Survey Institute of Japan were analyzed during the half year after the earthquake.

Time series of station coordinates clearly indicated postseismic displacements in all over Hokkaido Island. Postseismic signals were observed only in horizontal components but no in vertical components. The maximum horizontal displacement of  $\sim 15$ cm to SE direction was observed at sites near the mainshock fault during the half year after the mainshock. This value corresponds to the generally 15% of the coseismic displacement.

Relatively large amplitudes of the deformation were observed at the sites along-trench outside of the mainshock asperity. This implied that the afterslip has been mainly occurring not inside of the asperity but along-trench outer of the asperity. This is in good agreement with the fact that the large aftershocks are located out of the mainshock activity. Large displacement in

horizontal but no in vertical suggest that afterslip occurred in and along-trench outside the coseismic fault rather than at downdip extension.

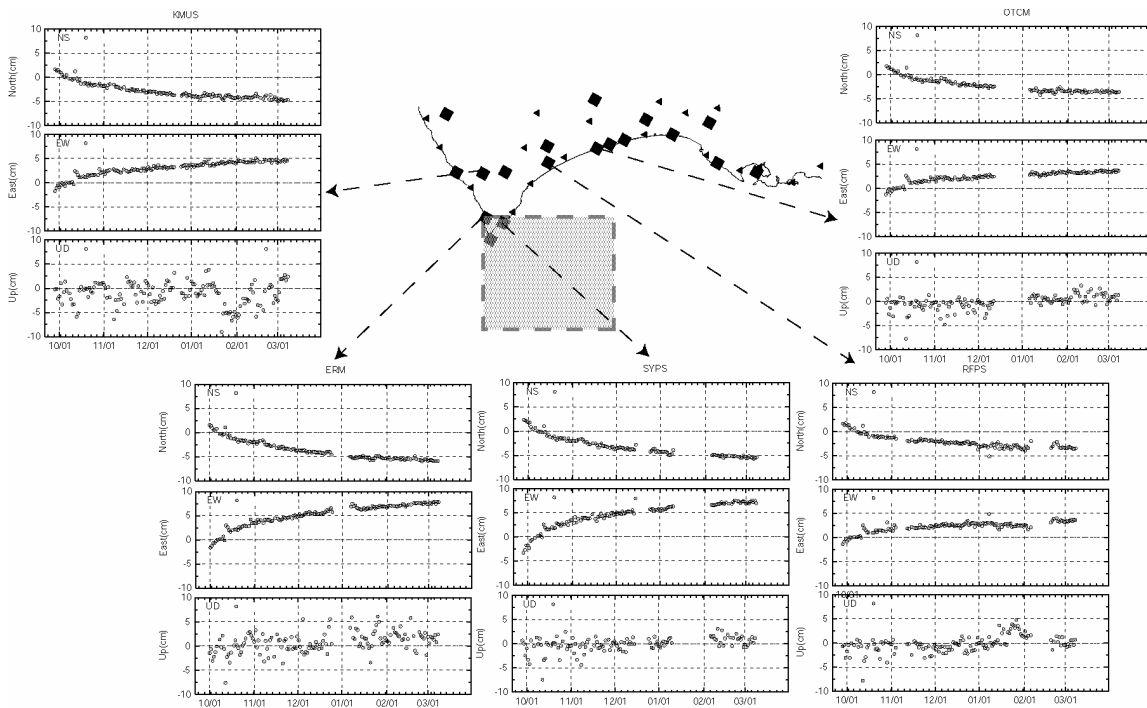


Figure. Time series of coordinates from the 28 September 2003 to the end of April of 2004.

The postseismic deformation rates were well characterized by logarithmic decay functions with around 10 days relaxation times. This suggests that postseismic deformation was due to afterslip on the fault following the large earthquake.

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ КАМЕРЫ ПОД ВУЛКАНОМ КИЗИМЕН (КАМЧАТКА)

С.В. Трусов, П.Ю. Плечов

*Московский Государственный университет, Россия*

Нами предполагается, что под вулканом Кизимен существует долгоживущий очаг кислой магмы, в который поступают порции базальтовой магмы, которые разбавляют и прогревают вещество очага и являются причиной антидромных последовательностей продуктов вулканизма. Эруптивная история Кизимена подразделяется на несколько больших циклов, разделенных паузами в вулканической активности, которые начинаются с крупных эксплозивных извержений риодацитового состава и затем закономерно сменяются дацитами, андезитами и андезибазальтами (Мелекесцев и др., 1992). Для реконструкции параметров исходной магматической камеры, минимально затронутой процессами смешения, нами изучены породы наиболее древней (из сохранившихся) дацитовой экструзии «Горб» на западном склоне вулкана, образовавшейся во время первого эруптивного цикла (Мелекесцев и др., 1992).

Для пород экструзии, представленных дацитами (65 вес. %  $\text{SiO}_2$ ), характерно чередование серых и красных полос, практически не отличающихся по химическому составу, но отличающихся содержанием сферолитов (в красных до 40%, в серых 5-10% об.). Сферолиты (200-400  $\mu\text{m}$ ) сложены плагиоклазом ( $\text{An}_{58-57}$ ), Fe-Ti оксидами и кислым стеклом.

Вкрапленники (30 % породы) представлены роговой обманкой, плагиоклазом, ортопироксеном, кварцем, магнетитом и ильменитом и погружены в кислое стекло (76-78% вес.  $\text{SiO}_2$ ). Сложнозональные плагиоклазы представлены двумя типами – Plag1, с обогащенным Na ядром и более Ca каймой ( $\text{An}_{62-65} \dots \text{An}_{86-84}$ ) и Plag2, с богатым Ca ядром

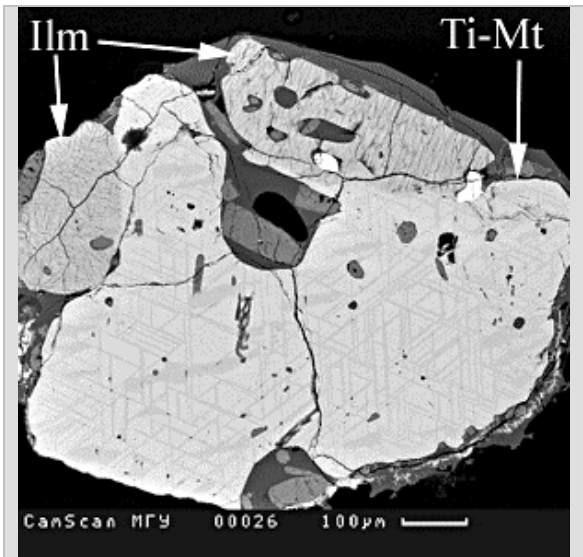


Рис.1 Сросток Ti-Mt и Ilm. Фотография в отраженных электронах.

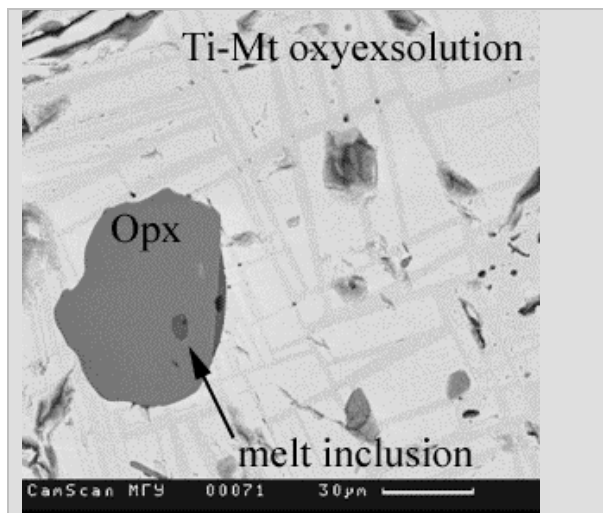


Рис.2. Расплавное включение в ортопироксене. Фотография в отраженных электронах.

и более Na каймой ( $\text{An}_{91-89} \dots \text{An}_{73-71}$ ). Вкрапленники Орх практически незональны ( $\text{En}_{63-65}\text{Wo}_{1-2}$ ). В малом количестве встречаются вкрапленники кварца (~1% фенокристов). Обнаружены первично магматические сростки титаномагнетита ( $\text{Mt}_{0.81}\text{Usp}_{0.19}$ ) и ильменита ( $\text{Ilm}_{0.73}\text{Hem}_{0.27}$ ) (Рис.1). Обе эти фазы подверглась последующему окислению с распадом на более и менее титанистую составляющую. Совместная кристаллизация вкрапленников ильменита и титаномагнетита свидетельствует об окисленной обстановке в магматической камере, которая оценена с помощью программы QUIF (Frost and Lindsley 1992) на уровне QFM+2.3.

Давление оценено по роговообманковому геобарометру [Anderson and Smith, 1995] в 1.2 -1.6 кбар, что соответствует глубине 4-6 км. Температуры оценены по плагиоклаз-амфиболовому равновесию (Blundy and Holland, 1990) (760-750°C) и по магнетит-ильменитовому равновесию (834-822°C). Состав расплава в магматической камере оценивался по стекловатым расплавленным включениям во вкрапленниках ортопироксена (среднее):  $\text{SiO}_2$  - 77.73,  $\text{TiO}_2$  - 0.21,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 12.63,  $\text{FeO}_{\text{tot}}$  - 1.27,  $\text{MnO}$  - 0.09,  $\text{MgO}$  - 0.16,  $\text{CaO}$  - 1.28,  $\text{Na}_2\text{O}$  - 2.78,  $\text{K}_2\text{O}$  - 3.40 (Рис.2). Составы стекол основной массы в образце, в котором изучались включения, идентичны включениям, что позволяет пренебречь возможными процессами

смешения.

Таким образом, долгоживущая магматическая камера под вулканом Кизимен заполнена риолитовым расплавом с парагенезисом вкрапленников плагиоклаз – роговая обманка – ортопироксен – титаномагнетит – ильменит. Эта магматическая камера соответствует глубине 4-6 км, существует при температурах 750-825°C и является главным источником вещества для эксплозивных извержений и экструзивных куполов.

#### Список литература

1. Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Volynets O.N. (1995), J. Volc. Geoth. Res., 65, 3-4, 205-226.
2. Anderson, J.L.; Smith, D.R. (1995) Am. Min., 80, 549-559.
3. Blundy J.D., Holland T.J.B. (1990) Contrib. Min. Pet. 104, 208-224.
4. Frost B.R., Lindsley D.H. (1992) Am. Min. 77, 1004-1020.

## PHYSICO-CHEMICAL PARAMETERS OF THE MAGMA CHAMBER UNDER KIZIMEN VOLCANO (KAMCHATKA)

Sergey V. Trusov, Pavel Yu. Pletchov

*Petrology Department of the Moscow State University, Russia*

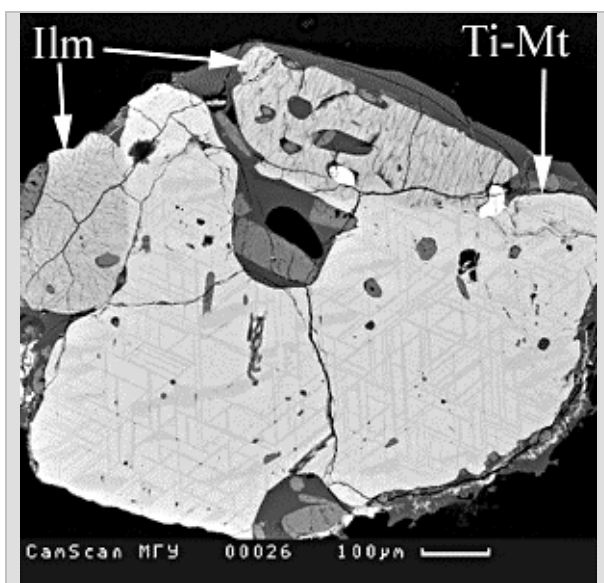


Fig.1 BSE image of Ti-Mt – Ilm intergrowth

We suggest the existence of a long-lived silicic magma chamber underneath Kizimen volcano which has periodically received an influx of basaltic magma. These basic additions heated the host magma, led to compositional mixing, and caused the appearance of progressively more basic eruptive products. The eruptive history of Kizimen volcano is divided into several large cycles of volcanic activity followed by pauses. Each period started with eruption of the rhyodacitic magma, which consequently changed to dacites, andesites, and basaltic andesites [Melekestsev et al., 1992]. For reconstruction of the conditions in the primary magmatic chamber, which are thought to be less changed by mixing processes, we have studied the rocks of the dacitic extrusion «Gorb» on the

western slope of the volcano. This extrusion was formed during earliest eruptive period of the volcano [Melekestsev et al., 1992].

The rocks of the extrusion are presented by dacites (65 wt.% SiO<sub>2</sub>). They are characterized by the presence of the interlayering of red and gray lobes. They are similar in composition but have different content of the spherulites (up to 40% in the red layers and 5-10% in the gray ones). The spherulites (200-400 μm) consist of plagioclase (An<sub>58-57</sub>), Fe-Ti oxides, and acid glass. Dacites have porphyric structure. Phenocrysts (~30% of the rock) represented by Mg-hornblende, plagioclase, orthopyroxene, quartz, Fe-Ti oxides are embedded into acid glass (76-78% wt.% SiO<sub>2</sub>). There are two types of plagioclase with complex zoning: Plag1 has Na-rich cores and Ca-rich rims (An<sub>62-65</sub> ... An<sub>86-84</sub>) and Plag2 has Ca-rich cores and Na-rich rims (An<sub>91-89</sub> ... An<sub>73-71</sub>). Orthopyroxene phenocrysts are restricted in composition and represented by hypersthene En<sub>63-65</sub>Wo<sub>1-2</sub>. Rare quartz phenocrysts are found in rocks (~ 1 % of phenocrysts).

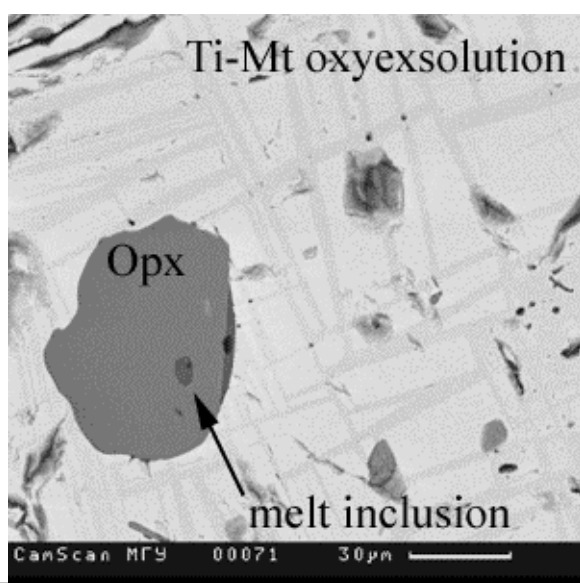


Fig.2. BSE image of melt inclusion in orthopyroxene

Magmatic intergrowths of Ti-magnetite (Mt<sub>0.81</sub>Usp<sub>0.19</sub>) and ilmenite (Ilm<sub>0.73</sub>Hem<sub>0.27</sub>) are observed (Pic.1). After oxidation, both phases were exsolved to form high Ti and low Ti constituents. The simultaneous growth of ilmenite and Ti-magnetite point to oxidizing conditions in the magmatic chamber was estimated by program QUIF [Frost and Lindsley 1992] as QFM+2.3.

We also estimated the pressure conditions using hornblende geobarometer [Anderson and Smith, 1995] and derived a result of 1.2-1.6 Kbar or a depth of 4-6 km. Temperatures were calculated from plagioclase-amphibole equilibration [Blundy and Holland, 1990] (760-750 °C) and from magnetite-ilmenite equilibration (834-822°C).

The composition of the melt was estimated from melt inclusions in the orthopyroxene (in average, wt%): SiO<sub>2</sub> 77.73, TiO<sub>2</sub> 0.21, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 12.63, FeO 1.27, MnO 0.09, MgO 0.16, CaO - 1.28, Na<sub>2</sub>O 2.78, K<sub>2</sub>O 3.40 (Pic.2). The compositions of melt inclusions and groundmass glasses of the sample, which contain phenocrysts with studied inclusions, allows us to neglect the possible mixing processes.

Therefore, the long-lived magma chamber under Kizimen volcano is filled with rhyolitic melt with phenocrysts of plagioclase, Mg-hornblende, orthopyroxene, Ti-magnetite, and ilmenite. The magma chamber was located at depths of 4-6 km. Its temperature was 750-825°C. This chamber was the main source of the material of the explosive eruptions and extrusive domes of the Kizimen volcano.

#### References

1. Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Volynets O.N. (1995), *J. Volc. Geoth. Res.*, 65, 3-4, 205-226
2. Anderson, J.L.; Smith, D.R. (1995) *Am. Min.*, 80, 549-559
3. Blundy J.D., Holland T.J.B. (1990) *Contrib. Min. Pet.* 104, 208-224
4. Frost B.R., Lindsley D.H. (1992) *Am. Min.* 77, 1004-1020.

## **ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА КАК ГЛОБАЛЬНОЙ ЗОНЫ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ**

**Т.Ю. Тверитинова**

*Москва, Геологический ф-т МГУ, Россия*

Тихоокеанский подвижный пояс (ТОПП) – длительно развивающаяся глобальная структура Земли, конвергентная граница Тихоокеанской (ТОП) и Евразийской (ЕАП) литосферных плит. Характерной особенностью ТОПП является его асимметричное строение в поперечном сечении – общая вергентность тектонических структур в сторону Тихого океана, что связано с положением пояса в зоне сочленения коры континентального типа Индо-Атлантического сегмента и коры океанического типа Тихоокеанского сегмента Земли. ТОПП, элементами которого являются закономерно расположенные структуры сжатия, растяжения, сдвига, транстенсии и транспрессии, можно рассматривать как глобальную зону сдвиговых деформаций с относительным латеральным перемещением ТОП и ЕАП. На разных этапах своего развития ТОПП обнаруживал знакопеременный характер горизонтальных движений. Это выражается в смене левосторонних смещений вдоль пояса правосторонними, сопровождаемой также сменой знака движений в структурах сжатия и растяжения. Изменения кинематики структур ТОПП отражают изменения напряженно-деформированного состояния региона при изменении направления относительных латеральных перемещений ТОП и ЕАП. Эти процессы, объясняемые с позиций тектоники литосферных плит только перестройкой их движения, вероятно, обусловлены также изменениями ротационного режима Земли, выраженными как в изменениях скорости вращения Земли вокруг своей оси, так и в смещениях последней. На фоне широтного сжатия, связанного с конвергенцией ТОП и ЕАП, в условиях которой кинематика северо-западной окраины ТОПП определяется как правосторонняя транспрессия, здесь проявляется меридиональное сжатие, связанное с центробежными (полюсобежными) силами. Увеличение скорости вращения Земли вызывает усиление меридионального сжатия, при этом вдоль северо-западной окраины ТОПП происходят преимущественно левосторонние смещения. При уменьшении скорости вращения Земли меридиональное сжатие ослабевает и даже может смениться широтным, при котором для

этой же части ТОПП будут характерны правосторонние смещения. Распределение современных вулканических зон Камчатки указывает на реализацию вдоль структур субмеридионального (ССЗ) простираения праводвиговой деформации, что отвечает условиям современного субмеридионального (ССВ) сжатия.

Ряд особенностей строения и история развития северо-западной части ТОПП – прогрессивное продвижение активной зоны и омолаживание тектонических структур на восток-юго-восток в сторону Тихого океана – позволяют предположить наличие крупной правозакрученной вихревой структуры, центром которой, возможно, является Индокитайско-Марианский блок.

## **FEATURES OF A STRUCTURE AND DEVELOPMENT NORTHWEST MARGIN OF THE PACIFIC OCEAN MOBILE BELT AS A GLOBAL ZONE OF SHEAR DEFORMATIONS**

**T.Ju. Tveritiniva**

*Moscow, Geological faculty of MSU, Russia*

The Pacific ocean mobile belt (POMB) – is a long developing global structure of the Earth. It is convergent border of Pacific (POP) and Euroasian (EAP) lithospheric plates. Characteristics of POMB is its asymmetric structure in cross section – general vergency of tectonic structures to the Pacific ocean, that is connected to situation of the belt in a zone of joint of a continental core of the Indo-Atlantic segment and an oceanic core of a Pacific segment of the Earth. POMB, which elements are the regularly located structures of compression, stretching, shearing, transtension and transpression. It is possible to consider POMB as a global zone of shear deformations with relative lateral moving of POP and EAP. At different stages of the development POMB is revealed mark-changing character of horizontal movements. It is expressed by change of left-hand displacement along belts by right-hand ones, accompanied by change of mark of movements in structures of compression and stretching. The changes of structure's kinematics of POMB reflect changes of the stress-deformed conditions of region at change of the direction of a relative lateral displacement of POP and EAP. These processes explained from the positions lithospheric plate tectonics as just reorganization of their movement are probably also caused by changes of a rotational mode of the Earth, both changes of speed of rotation of the Earth around its axis and displacements of the last. On a background of latitudinal compression connected with convergence of POP and EAP, in such conditions the NW margin of POMB is characterized as right-hand transpression, here is shown meridional compression connected with centrifugal (pole-fugal) forces. The increase of speed of rotation of the Earth causes strengthening of meridional compression, thus along a northwest margin of POMB there are mainly left-hand displacement. At reduction of speed of Earth's rotation the meridional compression weakens and even can be replaced latitudinal one, at which the right-hand displacement will be characteristic for this part of POMB. The distribution of modern volcanic zones of Kamchatka specifies realization along submeridional (NNW) structures dextral deformation, that specifies conditions of modern submeridional (NNE) compression.

Some features of a structure and history of development of a northwest margin of POMB – progressive advance of an active zone and rejuvenation of tectonic structures on East – South-East towards central part of the Pacific ocean - allow to assume a presence of large dextral-involuting vortical structure, which center is probably the Indochina-Marian block.



## ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ САХАЛИНА ПО ДАННЫМ GPS НАБЛЮДЕНИЙ

**Н.Ф. Василенко<sup>1</sup>, А.И. Иващенко<sup>1</sup>, А.С. Прытков<sup>1</sup>, Г.М. Стеблов<sup>2</sup>,  
Д.И. Фролов<sup>3</sup>, М.Г. Коган<sup>4</sup>, М. Касахара<sup>5</sup>, Х. Такахаси<sup>5</sup>**

<sup>1</sup>*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия;*

<sup>2</sup>*Геофизическая Служба РАН, Обнинск, Россия;*

<sup>3</sup>*Физико-технический институт, Санкт-Петербург, Россия;*

<sup>4</sup>*Колумбийский Университет, Нью-Йорк, США;*

<sup>5</sup>*Институт сейсмологии и вулканологии Хоккайдского Университета, Саппоро, Япония*

В рамках глобальной плитовой тектоники система главных субмеридиональных разломов Сахалина рассматривается в качестве границы между Евразийской и Северо-Американской литосферными плитами [1]. По результатам обработки непрерывных GPS наблюдений, выполняемых с 1995 г. на опорных станциях, расположенных на севере, в центре и на юге острова, установлено, что о. Сахалин перемещается со скоростью 3-4 мм/год в западном направлении относительно Евразии и 3-5 мм/год в восточном направлении относительно Северной Америки [2]. Направление движения совпадает с направлением схождения литосферных плит в Сахалинском регионе, а величина составляет 50-100% от региональных скоростей конвергенции в модели [3].

Повторные GPS-наблюдения 2000 и 2002 гг. на шести пунктах поперечного профиля, пересекающего остров на широте около 50° N, показали, что современные горизонтальные деформации в центральной части острова имеют компоненты сжатия и правостороннего сдвига. Общая величина скорости деформации составляет 3-4 мм/год или примерно половину региональной скорости схождения Евразийской и Северо-Американской литосферных плит [2].

Обобщенная схема скоростей горизонтальных смещений для всех пунктов юга Сахалина, наблюдавшихся в 1999, 2002 и 2003 гг., приведена на рис.1. В первую очередь, для этой части острова можно отметить интенсивное субширотное сжатие со скоростью ~ 7 мм/год (скорости пунктов последнего периода пока можно полагать малопредставительными). Отсюда следует, что субширотные деформации, обусловленные конвергенцией литосферных плит, в основном, реализуются в пределах островной суши. Скорость их столь велика, что на долю деформаций в ближайших окрестностях Японского и Охотского морей практически ничего не остается, в то время как для среднего Сахалина эта доля составляет около 50%.

На юге Сахалина граница плит может быть отождествлена с зоной скалывания между Априловским и Тымь-Поронайским разломами. Последний не имеет признаков активности в позднем плейстоцене – голоцене, в то время как современная активность Априловского разлома не вызывает сомнений. Палеосейсмологические исследования, выполненные М.И. Стрельцовым и А.И. Кожуриным, показали, что последнее землетрясение  $M \geq 7.5$  произошло в зоне этого разлома около 800 лет тому назад.

По геологическим данным, западной части острова и зоне скалывания длительное время, включая голоцен, присуща правосторонняя компонента смещений. Однако, по данным GPS наблюдений, деформации правостороннего сдвига со скоростью ~ 2 мм/год проявляются только в западной части геодезической сети. Значимых относительных смещений пунктов, контролирующей зону Априловского разлома, не фиксируется.

Зона скалывания сейсмически активна и в настоящее время. К этому району, в основном, приурочена коровая сейсмичность последних лет [4]. Здесь же отмечается наибольший градиент поля упругих напряжений. В июне-октябре 2001 г. в зоне скалывания произошел рой мелкофокусных землетрясений. В пользу правостороннего сдвига свидетельствует заметная правосторонняя компонента смещения по субмеридиональной нодальной плоскости в очаге главного толчка  $M_w = 5.3$ .

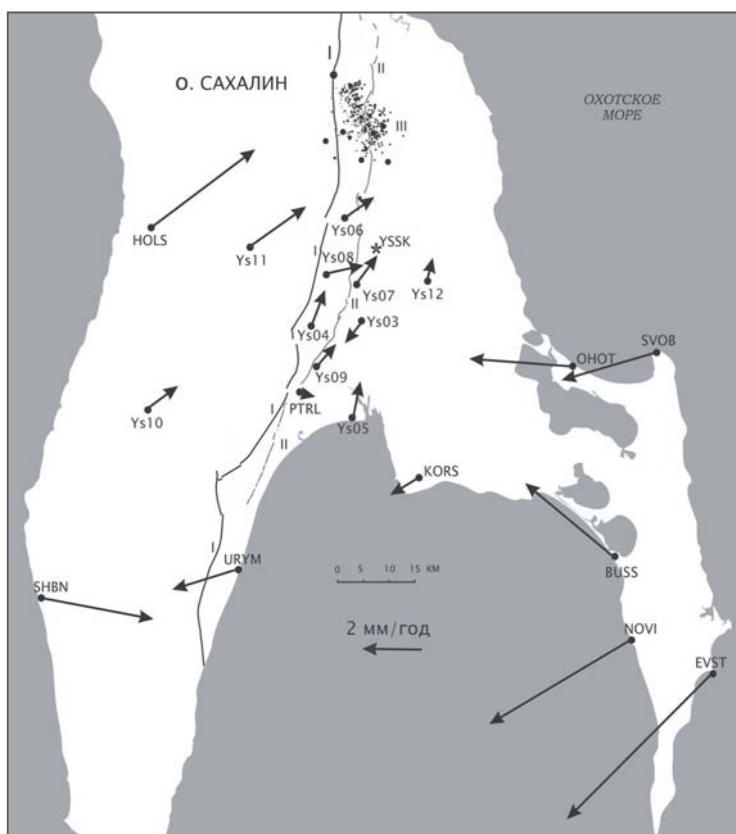


Рис.1. Схема скоростей горизонтальных деформаций земной поверхности юга Сахалина за 1999-2003 гг.

Схема построена относительно фундаментальной GPS станции YSSK. Средние квадратические ошибки скоростей для всего периода наблюдений не превышают 1 мм/год, для периода 2002 – 2003 гг. (пункты SHBN, URYM, SVOB, NOVI и EVST) – 2 мм/год.

I – Тымь-Поронайский разлом;  
 II – Апрельковский активный разлом;  
 III – рой землетрясений июня – октября 2001 г.

Таким образом, данные повторных GPS наблюдений свидетельствуют о весьма интенсивном накоплении напряжений в недрах юга острова. Отсутствие значимых криповых смещений по Апрельковскому активному разлому в будущем может привести к сильному землетрясению.

#### Список литературы

1. Chapman, M.E., and S.C. Solomon, North American - Eurasian plate boundary in northeast Asia, *J. Geophys. Res.*, 81, 921-930, 1976.
2. Kogan, M.G., R. Bürgmann, N.F. Vasilenko, C.H. Scholz, R.W. King, A.I. Ivaschenko, D.I. Frolov, G.M. Steblov, C.U. Kim, and S.G. Egorov, The 2000 Mw 6.8 Ulegorsk earthquake and regional plate boundary deformation of Sakhalin from geodetic data, *Geophys. Res. Lett.*, 30(3), 1102, doi 10.1029/2002GL016399, 2003.
3. Steblov, G.M., M.G. Kogan, R.W. King, C.H. Scholz, R. Bürgmann, and D.I. Frolov, Imprint of the North American plate in Siberia revealed by GPS, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (18), 1924, doi 10.1029/2003GL017805, 2003.
4. Тамура М., Ичиянаги М., Касахара М., Ким Чун Ун, Сен Рак Се. Мелкофокусная сейсмичность в южной части Сахалина и северной части Хоккайдо // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока и Восточной Сибири. Доклады международного научного симпозиума, Южно-Сахалинск, 24-28 сентября 2002 г. Том II. Южно-Сахалинск. 2003. С.113-130 (на англ. языке).

## SURFACE DEFORMATIONS IN SAKHALIN FROM GPS DATA

**N.F. Vasilenko<sup>1</sup>, A.I. Ivaschenko<sup>1</sup>, A.S. Prytkov<sup>1</sup>, G.M. Steblov<sup>2</sup>, D.I. Frolov<sup>3</sup>, M.G. Kogan<sup>4</sup>,  
M. Kasahara<sup>5</sup>, and H. Takahashi<sup>5</sup>**

<sup>1</sup> *Institute of Marine Geology and Geophysics FED RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

<sup>2</sup> *Geophysical Service RAS, Obninsk, Kaluga Region, Russia*

<sup>3</sup> *Ioffe Institute of Physics and Technology RAS, St. Petersburg, Russia*

<sup>4</sup> *Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University, NY, USA*

<sup>5</sup> *Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University, Sapporo, Japan*

In the framework of global plate tectonics, a system of major north-south trending faults in Sakhalin is regarded as the Eurasia - North America tectonic plate boundary [1]. According to continuous GPS measurements performed since 1995 at reference stations in the north, middle, and south of the island, Sakhalin moves at a speed of 3 – 4 mm/yr to the west relative to Eurasia and at a speed of 3 – 5 mm/yr to the east relative to North America [2]. The sense of motion agrees with convergence of these plates at Sakhalin and the velocity is about 50–100% of the velocity of convergence [3].

Survey-mode GPS observations carried out in 2000 and 2002 at six stations along a profile traversing the island at 50°N showed that current horizontal deformation in middle Sakhalin combines compression and right-lateral strike slip. The rate of total deformation is 3 – 4 mm/yr, or about half of the convergence rate of the Eurasian and the North American plates in this region [2].

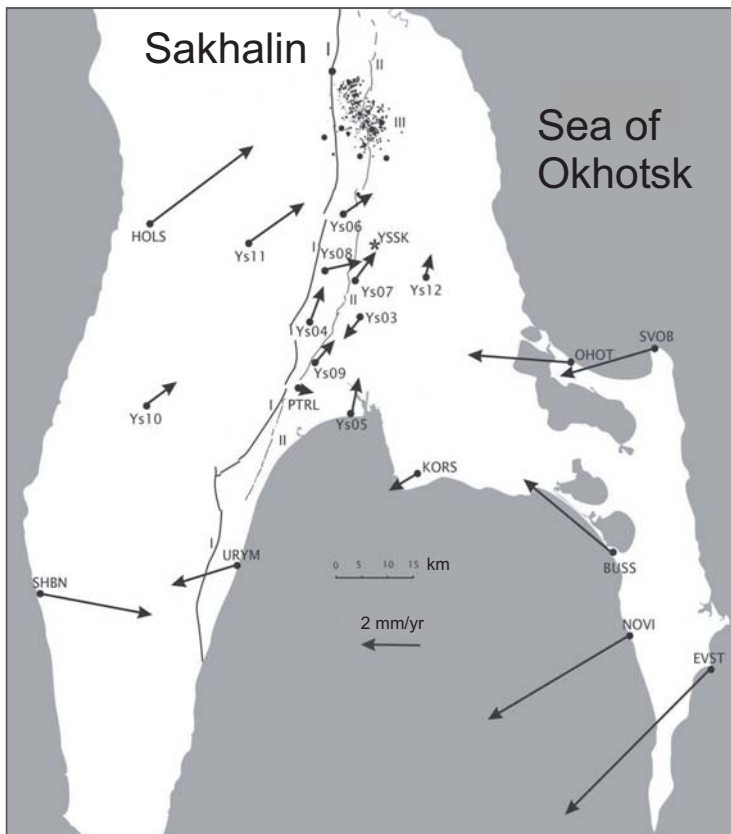
Horizontal GPS velocities at all survey-mode stations in south Sakhalin reoccupied in 1999, 2002, and 2003 are shown in Figure 1. A predominant mode of deformation in this part of the island is the east-west compression at ~ 7 mm/yr (velocities of stations not observed in 1999 should be considered with caution). This allows us to conclude that the east-west trending deformations resulting from convergence of two plates mostly occur within the landmass of Sakhalin. They are so rapid that not much deformation happens in the neighboring regions of the Sea of Japan and Sea of Okhotsk, although at middle Sakhalin deformation in both seas perhaps absorbs 50% of the total plate convergence.

At south Sakhalin, the plate boundary can be identified with the regional shear zone between Aprelovsky and Tym-Poronaisky faults. The Tym-Poronaisky fault has been inactive in the late Pleistocene – Holocene while the Aprelovsky fault is definitely active at the present time. According to the paleoseismic studies of M.I. Streltsov and A.I. Kozhurin, the most recent  $M_w \geq 7.5$  earthquake within this fault occurred about 800 yrs ago.

Judging from geology, the right-lateral strike-slip deformation is persistent, including the Holocene, in the western part of the island and in the above mentioned shear zone. However, it follows from GPS that such deformation with an amplitude of 2 mm/yr is only observed in the west but not within the Aprelovsky fault.

The regional shear zone is now seismically active. A recent crustal seismicity and the highest gradient of elastic stresses are mostly associated with it [4]. In June-October 2001, a swarm of shallow events occurred within the zone. The N-S nodal plane of the  $M_w = 5.3$  main shock has a significant right-lateral component.

We conclude that the repeated GPS observations provide evidence for a rapid strain rate accumulation in the southern part of the island. Absence of significant current deformation within the Aprelovsky fault can be considered as a warning of a big earthquake in the future.



**Fig.1.** Horizontal GPS velocities in south Sakhalin from repeated observations in 1999-2003.

The velocities are estimated with respect to reference station YSSK. Velocities of stations observed within the total 4-year time span are accurate to 1 mm/yr ( $1-\sigma$ ); velocities of stations observed in 2002 and 2003 are accurate to 2 mm/yr (URYM, SVOB, NOVI, and EVST)

I – Tym-Poronaisky fault;  
 II – Aprelovsky seismically active fault;  
 III – Swarm of earthquakes in June-October 2001.

## References

1. Chapman, M.E., and S.C. Solomon, North American - Eurasian plate boundary in northeast Asia, *J. Geophys. Res.*, 81, 921-930, 1976.
2. Kogan, M.G., R. Bürgmann, N.F. Vasilenko, C.H. Scholz, R.W. King, A.I. Ivaschenko, D.I. Frolov, G.M. Steblov, C.U. Kim, and S.G. Egorov, The 2000 Mw 6.8 Uglegorsk earthquake and regional plate boundary deformation of Sakhalin from geodetic data, *Geophys. Res. Lett.*, 30(3), 1102, doi 10.1029/2002GL016399, 2003.
3. Steblov, G.M., M.G. Kogan, R.W. King, C.H. Scholz, R. Bürgmann, and D.I. Frolov, Imprint of the North American plate in Siberia revealed by GPS, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (18), 1924, doi 10.1029/2003GL017805, 2003.
4. Tamura M., M. Ichianagi, M. Kasahara, Choon Ung Kim, and Sen Rak Se, Shallow seismicity in southern part of Sakhalin and northern part of Hokkaido, in *Problems of Seismicity of the Far East and Eastern Siberia*, Reports of the International Scientific Symposium, Yuzhno-Sakhalinsk, September 24-28, 2002, vol. 2, Yuzhno-Sakhalinsk, 2003, 113-130.

## **STRESS TRANSFER BEFORE AND DURING THE 1996 KARYMSKY-AKADEMIA NAUK ERUPTION**

**T.R. Walter, F. Amelung**

*Geodesy Lab, MGG/RSMAS, University of Miami, FL 33149, USA*

There is increasing evidence that volcanic eruptions and significant earthquakes may be related. Changes in Coulomb failure stress explain the triggering of earthquakes, however, it is not understood how stress changes trigger volcanic eruptions. When a system has evolved to a critical state it is very sensitive to small perturbations of the stress field. Small stress changes can trigger a sequence of events that eventually lead to an eruption. We do not yet know which the controlling mechanism is.

Karymsky, Kamchatka, erupted in January 1996, and was preceded by a significant Mw7.1 left lateral strike slip earthquake about 20 km to the south. We use a distributed slip model and predict co-seismic Coulomb stresses and pressure changes. Predicted change in Coulomb stress encourage failure along a line in-between Karymsky and Akademia Nauk, a location which well fits the observed surface fractures. Pressure change models show an area of decreasing pressure, again, just in-between Karymsky and Akademia Nauk.

We show that the 1996 earthquake-eruption pair thus contrasts to other known volcano-earthquake pairs, such as at Pinatubo 1991 that followed an M7.7 earthquake. The 1996 Karymsky eruption appears to be triggered by a pressure decrease whereas the 1991 Pinatubo eruption may have been triggered by pressure increase at level of the magma reservoir.

### III. FAREAST AND EASTERN SIBERIA SEISMICITY PROBLEMS

#### ДОЛГОСРОЧНЫЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ ДЛЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ДУГИ НА 2004 – 2008 гг. И РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ ПРОГНОЗ ХОККАЙДСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 25 СЕНТЯБРЯ 2003 г., $M=8.1$

**С.А. Федотов, А.В. Соломатин, С.Д. Чернышев**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006,  
Россия*

Исследование связано с продолжением работ по методу долгосрочного сейсмического прогноза для Курило-Камчатской дуги и сходных структур, основанному на закономерностях «сейсмических брешей» и сейсмического цикла. Дается долгосрочный сейсмический прогноз для сейсмогенной зоны Курило-Камчатской дуги на последующие пять лет, 2004-2008 гг. Наиболее вероятным местом следующего землетрясения с  $M \geq 7.7$  является район Авачинского залива и г. Петропавловска-Камчатского.

25 сентября 2003 г. у юго-восточного побережья Хоккайдо около южного края названной области прогноза произошло землетрясение с  $M_S = 8.1$ . Построен долгосрочный сейсмический прогноз для Хоккайдо на 2001-2005 гг. Ретроспективный прогноз показал, что район этого землетрясения в 2001 году был вторым по величине вероятности землетрясения с  $M \geq 7.7$  среди участков тихоокеанской сейсмогенной зоны, находящихся у Камчатки, Курильских островов и Хоккайдо.

Обсуждаются результаты успешного применения метода в 1965-2003 гг., его развитие, сочетание с другими методами, его использование для оценки и уменьшения сейсмического риска, возможности применения в других регионах мира.

#### LONG-TERM EARTHQUAKE PREDICTION FOR THE KURIL-KAMCHATKA ARC FOR 2004-2008 AND RETROSPECTIVE PREDICTION FOR SEPTEMBER 25, 2003 HOKKAIDO EARTHQUAKE, $M = 8.1$

**S.A. Fedotov, A.V. Solomatin, S.D. Chernyshev**

*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch Russian Academy of Sciences,  
Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, Russia*

This study is devoted to the continuation of the works on the long-term earthquake prediction method for the Kuril-Kamchatka arc based on laws of the «seismic gaps» and seismic cycle. The long-term earthquake prediction is provided for the seismogenic zone of the Kuril-Kamchatka arc for the five years, 2004-2008. The most probable place of the following  $M \geq 7.7$  earthquake is Avachinsky gulf and the city of Petropavlovsk-Kamchatsky area.

The earthquake  $M_S = 8.1$  took place at September 25, 2003 off-shore the south-eastern coast of Hokkaido, near the southern edge of the named prediction area. The long-term earthquake prediction is given for Hokkaido for 2001-2005. The retrospective prediction has shown, that the area of this earthquake was in 2001 the second probable place of the next earthquake  $M \geq 7.7$  in Pacific seismogenic zone located near Kamchatka, the Kuril islands and Hokkaido.

The results of the method successful application in 1965-2003, its development and combination with the other methods, its use for seismic risk estimation and reduction, the application opportunities in the other regions of world are discussed.

## АКТИВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ СЕЙСМИЧНОСТЬ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ

**В.С. Имаев<sup>1</sup>, Л.П. Имаева<sup>2</sup>, Б.М. Козьмин<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Институт Земной Коры СО РАН, Россия. E-mail: [imaev@crust.irk.ru](mailto:imaev@crust.irk.ru)*

<sup>2</sup> *Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Россия*

Сейсмические пояса Северо-востока России пространственно приурочены к границам литосферных плит (Североамериканская, Евразийская, Охотоморская и Китайская), которые формируют определенные парагенезисы сейсмогенных структур.

Граница между Евразийской и Китайской (Амурской) плитами выражена Байкало-Становым сейсмическим поясом, который представляет собой полосу эпицентров землетрясений, вытянутую вдоль южной окраины Сибирской платформы от оз. Байкал на западе до Удской губы Охотского моря на востоке. С начала 20-го века здесь известно около 200 тысяч местных землетрясений. Наиболее крупные катастрофы имели магнитуду  $M=6.5-8.0$ . Сам пояс может быть разделен на две части: западную, в пределах которой развита Байкальская рифтовая зона, и восточную, которая выделяется в виде самостоятельной Олекмо-Становой сейсмической зоны. Обе части пояса возникли в пределах единого Байкало-Станового орогена, но существенно отличаются между собой как по особенностям сейсмического режима, так и по геодинамическим условиям формирования структур.

В Байкальской рифтовой зоне, где фиксируется устойчивое горизонтальное растяжение земной коры, происходит формирование системы впадин, обрамленных горными хребтами. В настоящее время здесь идут процессы активного осадконакопления, выражающиеся в переработке межвпадинных перемычек с увеличением размеров самих впадин. Это в значительной мере подтверждается тем, что максимумы сейсмической активности тяготеют именно к таким перемычкам и самим впадинам, а среди формирующихся сейсмогенных разломов преобладают сбросы и сбросо-сдвиги (данные фокальных механизмов землетрясений).

В Олекмо-Становой сейсмической зоне (ОСЗ), напротив, сеймотектонические процессы происходят в другой геодинамической обстановке – сжатия, где частота сейсмических событий примерно в 4 раза меньше, чем в Байкальской рифтовой зоне. Смена поля тектонических напряжений происходит в районе среднего течения р. Олекмы. Неотектонические структуры ОСЗ выражены системой Станового хребта, состоящего из отдельных кулисообразно смещенных в плане горных сооружений: кряжа Зверева, Сутамо-Гонамского хребта, Токинского Становика, которые по геофизическим данным представляют собой крупную зону скупивания земной коры. С севера она обрамляется структурами Предстанового прогиба, представленного системой мезозойских Южно-Якутских впадин. Система активных сейсмогенерирующих разломов имеет сложный рисунок и прослеживается в виде ромбической сетки субширотного, северо-восточного и северо-западного простираний. Их кинематика соответствует сдвигам, надвигам и взбросам.

Другой крупный Арктико-Азиатский сейсмический пояс тяготеет к границе Евразийской и Североамериканской литосферных плит. Он соединяет сейсмичность срединно-арктического хр. Гаккеля в Арктическом регионе с землетрясениями, отмеченными в горной системе хр. Черского, Охотского моря и Камчатки. Характерной особенностью пояса является частая смена геодинамических условий. Так структуры, развитые в пределах срединно-арктического хребта Гаккеля и зоны его влияния, прослеживаемой в Северном Ледовитом океане вплоть до побережья моря Лаптевых, возникли в условиях рифтинга. Восточную часть шельфа моря Лаптевых занимает Лаптевоморская рифтовая система, которая продолжает хр. Гаккеля и состоит из ряда грабенов и разделяющих их поднятий. Часть этих грабенов прослеживается на континент (данные поля силы тяжести и параметрического бурения), и при этом максимальная

сейсмическая активность приурочена к бортам этих впадин и их осевым частям. Условия растяжения сменяются (по данным фокальных механизмов и геолого-структурным наблюдениям) смешанным полем тектонических напряжений, при котором в очагах землетрясений Северного Верхоянья наблюдаются как сбросовые, так и сдвиговые, взбросовые и надвиговые подвижки. Здесь наиболее активна Хараулахская система сбросо-сдвигов, секущая западные отроги одноименного хребта, с которой связывают возникновение 5 крупных 7-10-балльных Булуных землетрясений 1927-1928 гг.

Юго-восточнее, в пределах сейсмической зоны хребтов Черского, занимающей центральную часть Арктико-Азиатского сейсмического пояса, господствует обстановка сжатия. Диаграммы фокальных механизмов очагов землетрясений и детальные структурно-геологические наблюдения свидетельствуют о том, что здесь в равной степени развиты продольные левые сдвиги северо-западной ориентации и параллельные им надвиги и взбросы, хорошо объясняемые транспрессионным (сжатием со скольжением) режимом развития территории. Обращает на себя внимание, что осевая часть сейсмической зоны хребтов Черского пространственно совпадает с внутриконтинентальной Момской рифтовой системой, развивавшейся здесь в позднем миоцене - среднем плейстоцене, которая к настоящему времени потеряла свою активность и не участвует в формировании сейсмогенных структур этого региона. В условиях горизонтального сжатия, которое уверенно устанавливается по сейсмологическим данным и подтверждается данными спутниковой геодезии (GPS-наблюдения), происходит «захлапывание» части Момских впадин (некогда обширная система впадин превратилась в цепочку узких депрессий, а обрамляющие их горные хребты приобрели специфический S-образный изгиб, как следствие сжатия со скольжением). Кулисообразно расположенные системы крупных левых сдвигов сформировали на своих окончаниях приразломные впадины типа «pull – apart» (Верхненерская, Бугчанская, Кадыкчанская и др.). Именно к ним приурочены проявления современной сейсмичности, в то время как система Момо-Селенняхских впадин практически асейсмична.

Таким образом, анализ возникновения активных геологических структур на северо-востоке России показывает, что их развитие подчиняется законам тектоники литосферных плит и может быть использовано в качестве объяснения природы протекающих здесь сейсмических процессов.

## **ACTIVE GEOLOGICAL PROCESSES CONTROLLING SEISMICITY IN NORTHEAST RUSSIA**

**V.S. Imaev<sup>1</sup>, L.P. Imaeva<sup>2</sup>, B.M. Kozmin<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of the Earth Crust SB RAS (Irkutsk), Russia. E-mail: imaev@crust.irk.ru*

<sup>2</sup>*Institute of the diamond geology and precious metals SB RAS (Yakutsk), Russia*

Seismic belts of northeast Russia are spatially confined to the boundaries of lithospheric plates (North American, Eurasian, Okhotomorsk and Chinese) where specific parageneses of seismogenic structures are formed.

The boundary between the Eurasian and Chinese (Amurian) plates is marked by the Baikal-Stanovoy seismic belt representing a band of earthquake epicenters extending along the southern margin of the Siberian platform from Lake Baikal in the west to Uda Bay of the Sea of Okhotsk in the east. Since the beginning of the 20-th century some 200 thousand local events have been recorded there. The largest of them had M=6.5-8.0. The belt can be divided into two parts: the western part in which the Baikal rift zone is developed, and the eastern one which is referred to as the independent Olekma-Stanovoy seismic zone. Both parts originated within the limits of the



same Baikal-Stanovoy orogen, but they differ significantly in both the seismic regime and geodynamic environments at which the structures formed.

The Baikal rift zone is marked by a stable horizontal extension of the Earth's crust. A system of basins are forming here, which are surrounded by mountain ridges. Sedimentation processes are active in the region, as evidenced by the growing size of the basins as a result of destruction of their divides. This is considerably supported by the facts that the seismic activity maxima tend to occur within these divides and the basins themselves and that the forming seismogenic faults are dominated by normal and strike-slip faults (from focal mechanisms evidence).

Contrastingly, seismotectonic processes in the Olekma-Stanovoy zone (OSZ) are taking place under compression conditions. The change of the tectonic stress field occurs in the mid Olekma river area where a transitional seismic regime is observed. The frequency of seismic events here is four times less than in the Baikal rift zone. Neotectonic structures of the OSZ are represented by the Stanovoy Ridge system consisting of separate en-echelon mountain structures such as the Zverev and Sutam-Gonam Ridges and the Toko Stanovik. From geophysical data, they represent a large crust piling zone. On the north, the zone is surrounded by mesozoic South Yakutian basins comprising the Pre-Stanovoy depression.

The system of active seismogenerating faults has a complex pattern, and is traceable as a rhombic net of sublatitudinal, north-east and north-west strike. Their kinematics corresponds to strike-slips, thrusts and reverse faults.

Another large seismic belt, the Arctic-Asian, is confined to the boundary between the Eurasian and North American lithospheric plates. It connects the seismicity of the mid-arctic Gakkel Ridge in the Arctic region with the seismic events in the Chersky Range, Sea of Okhotsk and Kamchatka mountain system. The belt is characterized by frequently changing geodynamic conditions. The structures developed within the mid-arctic Gakkel Ridge and its zone of influence. Traced in the Arctic ocean as far as the Laptev Sea coast, originated under rifting conditions. The eastern part of the Laptev Sea shelf occupied by the Laptev Sea rift system which is a continuation of the Gakkel Ridge and consists of a number of grabens and their separating uplifts. Some of the grabens are traceable onto the continent (from geophysical data). Maximum seismic activity is restricted to the sides of the grabens and their axial parts. The extension regime changes (from focal mechanisms and geological - structural evidence) into a mixed tectonic stress field reported in North Verkhoyznye where normal fault, strike-slip fault, upthrow fault and thrust motions are observed in the earthquake foci. The most active here is the Kharaulakh normal fault and strike-slip fault system cross-cutting the western spurs of the homonymous ridge. It is to this system that the 1927-1928 Bulun events with a magnitude of 5-7 are related.

Southeasterly, within the limits of the Chersky Range seismic zone, occupying the central part of the Arctic-Asian seismic belt, the compression conditions prevail. Focal mechanism diagrams and detailed structural-geological data indicate that equally developed here are longitudinal left-lateral strike-slip faults of north-west strike and thrusts and reverse faults oriented parallel to them, which may well be explained by a transpression regime (compression with sliding) dominating on the territory. Of interest is the fact that the axial part of the Chersky Range seismic zone is spatially coincident with the intracontinental Moma rift system developed in the Late Miocene-Middle Pleistocene which has lost its activity by now and is not involved in the formation of seismogenic structures of the region. In the conditions of horizontal compression well established from seismological evidence and GPS observations a narrowing of some of the Moma basins is taking place and their surrounding ridges take on a specific S-shaped bend. The en-echelon systems of large left-lateral strike-slip faults formed on their terminations pull-apart basins (Upper Nera, Bugchan, Kadykchan, etc.) to which recent seismicity is confined. The Moma-Selennykh basin system is practically aseismic.

Thus, the analysis of active geological structures in northeast Russia shows that their evolution follows the laws of lithospheric plates tectonics and may be used for explaining the nature of seismic processes occurring in the region.

## СЕЙСМОФОКАЛЬНАЯ ЗОНА – СИСТЕМА ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ НА ГРАНИЦЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И ОКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

**Р.З. Тараканов**

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, 693022, Науки б/н, Россия. E-mail: [seismol@imgg.ru](mailto:seismol@imgg.ru)*

Сейсмофокальные зоны являются активными структурами области перехода от континента к океану, которые определяют процессы формирования и развития системы островных дуг, а также размещение гипоцентров землетрясений, очагов магмообразования и металлогенических провинций. Не случайно к ним привлечено внимание исследователей разных специальностей.

В работе развивается новый взгляд на природу сейсмофокальной зоны, альтернативный внедренной литосферной плите. Пользуясь основными положениями теории дислокаций, проведена крупномасштабная аналогия с образцом и очагом сильного землетрясения, которые находятся под воздействием сил сжатия и растяжения. В результате действия этих сил образуется система максимальных касательных напряжений в двух взаимно-перпендикулярных плоскостях, наклоненных под углом  $45^{\circ}$  к действующим силам. В качестве такого крупномасштабного образца принята вся зона перехода. С этих позиций сейсмофокальная зона представляется системой сверхглубинных разломов, находящихся в постоянном поле максимальных касательных напряжений, и является одной из нодалных плоскостей теории дислокаций. Система глубинных разломов должна тонко реагировать на изменение термодинамических условий и может способствовать развитию в зоне различных физико-химических процессов. Сейсмофокальная зона является постоянным энергетическим «каналом», влияющим на формирование и развитие структур переходной зоны от континента к океану.

Особая роль сейсмофокальной зоны в формировании и развитии структур переходной области от континента к океану проявляется в местах ее пересечения со слоями тектоносферы с разными физическими свойствами. В слоях повышенной скорости эта энергия будет постоянно накапливаться и может достичь предельных значений, которые приведут к подвижке отдельных блоков, т.е. к землетрясению. А в астеносферных слоях пониженной скорости (пониженной вязкости) эта энергия будет релаксировать, повышая температуру слоя и, в конечном счете, может приводить отдельные его участки до состояния частичного плавления.

Весьма примечательно, что Курило-Камчатская островная дуга и вулканические цепи, располагаются над областью пересечения астеносферного слоя (на глубине 120-150 км) сейсмофокальной зоной. Аналогичная область пересечения с сейсмофокальной зоной наблюдается и под Охотской котловиной, где отмечена область частичного плавления (*Гордиенко и др., 1992*).

Выполненные многими исследователями (*Kamiya et al., 1989; Suetsugu, 1989; Gorbatov et al., 2000*) томографические построения показали, что высокоскоростные области, проникающие на глубину 1000 и более километров, являются непосредственным продолжением сейсмофокальных зон. Предполагается, что они могли образоваться в результате мощного геодинамического стресса (расширения Земли или резкого изменения ее ротационного режима) по всей периферии Тихого океана. Эти сверхглубинные разломы, особенно на первых этапах, могли быть источником тяжелого мантийного материала и флюидов, которые, претерпевая различные фазовые превращения, могли быть питательной средой при формировании земной коры и верхней мантии. А на поздних этапах тяжелое вещество мантии могло «застыть» в пределах глубинных разломов. Не исключено, что сейсмофокальная зона является высокоскоростной средой именно по причине подъема по разломам тяжелого вещества.

Таким образом, система глубинных разломов, ассоциирующаяся с сейсмофокальной зоной, может иметь более сложный характер: с одной стороны

(снизу) являться каналом для поступления в верхнюю мантию тяжелого вещества; с другой стороны система глубинных разломов, меньшей мощности, может постоянно подпитываться энергией, так как сама сейсмофокальная зона является «энергетическим каналом» за счет постоянного взаимодействия континентальных и океанических структур, находящихся в условиях сжатия.

М.В. Авдуловым (1990) показано, что в литосфере и верхней мантии происходят разнообразные фазовые переходы. Причем эти фазовые переходы имеют тенденцию к уплотнению структуры среды. Особенно интенсивно процессы фазовых превращений происходят в зонах разломов по причине нарушения в них термодинамического равновесия. Таким образом, система глубинных разломов, в результате длительного действия фазовых превращений с уплотнением пространства разломной зоны, могла превратить систему глубинных разломов в структуру, похожую на наклонную высокоскоростную плиту.

Приводятся сейсмологические и геолого-геофизические данные, которые не могут быть объяснены с позиций плитовой тектоники. Приводятся результаты экспериментов по математическому (Демин, Жаринов, 1987) и геодинамическому (Гутерман, 1987) моделированию, которые свидетельствуют о том, что данная точка зрения на природу сейсмофокальной зоны может иметь право на существование.

## SEISMIC FOCAL ZONE AS A SYSTEM OF DEEP FAULTS AT THE BOUNDARY OF CONTINENTAL AND OCEANIC STRUCTURES

**R.Z. Tarakanov**

*Institute of Marine Geology & Geophysics FEB RAS, Nauki street w/n  
693022, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia. E-mail: [seismol@imgg.ru](mailto:seismol@imgg.ru)*

Seismic focal zones are active structures of the continent-to ocean transition zone, which define processes of island arc system formation and development and also earthquake hypocenter distributions, magma formation sources and metallogenic provinces. It is no mere chance that researchers of different specialities pay attention to it.

A new view on the seismic focal zone nature alternative to that one on the intruded lithospheric plate is developed in the present paper.

Using the main statements of a theory of dislocations a large-scale analogy has been drawn to a sample and source of a large earthquake being affected by the forces of compression and tension. As a result of action of these forces a system of maximum tangential stresses is formed in two mutually perpendicular planes inclined at an angle  $45^\circ$  to the acting forces. The entire transition zone is accepted to be such a large-scale sample. From these positions seismic focal zone is a system of super-deep faults, which are in the steady field of maximum tangential stresses and is one of nodal planes of the theory of dislocations. The system of deep faults must finally react to the variation of thermodynamic conditions and can promote development of different physical-chemical processes in the zone. Seismic focal zone is a steady energetic «channel» having effect on the formation and development of the continent-to ocean transition zone structures.

Special role of seismic focal zone in the formation and development of the continent-to ocean transition zone is manifested in the places of its intersection with layers of tectonosphere with different physical properties. In layers with higher velocities this energy will be steadily accumulated and can reach ultimate values which will lead to movement of separate blocks, i.e. to the earthquake, whereas in the asthenospheric layers with lower velocity (lower viscosity) this energy will be relaxed increasing the layer temperature and finally can lead its separate parts to the partial melting state.

It should be noted that the Kuril-Kamchatka island arc and volcanic chains are located above the area of the asthenospheric layer intersection (at depths 120-150 km) by the seismic focal zone. Similar area of intersection with the seismic focal zone is also observed beneath the Okhotsk Sea basin, where the partial melting area has been fixed (Gordienko et al., 1992).

Tomographic constructions carried out by many researchers (Kamiya et al., 1989; Suetsugu, 1989; Gorbатов et al., 2000) showed that high-velocity areas penetrating to the depth 1000 km and deeper are direct continuation of seismic focal zones. It is supposed that they could be formed as a result of great geodynamic stress (the Earth's extension or sharp variation of its rotational regime) over the entire Pacific Ocean periphery. These super-deep faults especially at the first stages could be a source of heavy mantle material and fluids, which undergoing different phase transformations could be the feeding medium by crustal and upper mantle formation. At the later stages heavy mantle material could «freeze» within deep faults. It is not excluded that seismic focal zone is the high-velocity medium because of the heavy material lifting along the faults.

Thus, a system of deep faults associated with the seismic focal zone can be of more complicated character: From one side (from below) it is a channel for supplying of heavy material to the upper mantle and from the other side a system of deep faults of lower thickness can be steadily fed with the energy, since the seismic focal zone itself is the «energetic channel» at the expense of constant interaction between continental and oceanic structures under conditions of compression.

M.V. Avdulov (1990) showed that different phase transitions occur in the lithosphere and upper mantle. These phase transitions have a tendency to compaction of the medium structure. Especially intensively processes of phase transitions occur in fault zones because of breaking of thermodynamic equilibrium in them. Thus, as a result of long action of phase transformations with compaction of the fault zone space a system of deep faults could be turned to the structure similar to the inclined high-velocity plate.

Seismological and geological-geophysical data, which cannot be explained from the plate tectonics positions are presented. Experimental results on mathematical (Demin, Zharinov, 1987) and geodynamic (Guterman, 1987) simulation are given. They testify to the fact that this standpoint on the seismic focal zone nature can have the right for existence.

## **ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СИСТЕМ СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ТИХООКЕАНСКОГО И ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ**

**В.А. Бормотов**

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия*

Особенностью сейсмичности юга Дальнего Востока России является возникновение очагов землетрясений практически от поверхности Земли до глубин 700 км. Этот диапазон глубин соответствует тектоносфере. В нее включают: земную кору, верхнюю мантию с астеносферным слоем и переходную зону мантии (ПЗМ), от верхней к нижней. Кровля и подошва ПЗМ являются границами планетарного уровня и находятся на глубинах около 410 и 660 км. Выделение зон разломов в сейсмических разрезах и горизонтальных сечениях основывается на трех критериях: 1) резкое изменение структурного плана; 2) появление зон пониженной скорости и (или) повышенной анизотропии; 3) наличие зон повышенной гетерогенности. В тектоносфере выделено четыре сейсмогеологических этажа: 1) верхнекоровый, 2) коромантийный, 3) подастеносферный, 4) переходной зоны мантии. Сейсмогеологическим этажам соответствуют части разреза, которые по сейсмогеологическим и структурным

характеристикам настолько различны, что для их изучения необходимо применять различные методы (или методики) исследований.

Распределение очагов землетрясений по магнитуде и глубине имеет шесть аномальных горизонтов, коррелирующих с сейсмогеологическими этажами. Это позволяет идентифицировать последние как сейсмогенерирующие, с выделением внутри этажей сейсмогенерирующих разломных зон, часть из которых являются для тектоносферы «сквозными». Разломно-блоковая делимость коромантийного этажа, в которой отражается структура сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского подвижных поясов (ТОПП и ЦАПП), хорошо просматривается на сейсмотомографических сечениях. Если в пределах коры (на глубине 20 км) изолиниями скоростей (к востоку от пересечения параллели 50° и меридиана 130°) отмечается диагональная система северо-западного и северо-восточного простирания (структуры ТОПП), то уже на глубине 55 км (в верхах мантии) начинает преобладать ортогональная: субширотная (южнее 50°) и субмеридиональная (восточнее 130°) делимость (структуры ЦАПП). На уровне глубин 85 км аномалиями скоростей четко отмечается основная региональная особенность региона - принадлежность его к области сочленения двух подвижных поясов, которая отмечается градиентными низкоскоростными зонами по широте около 48° и по долготе около 132°.

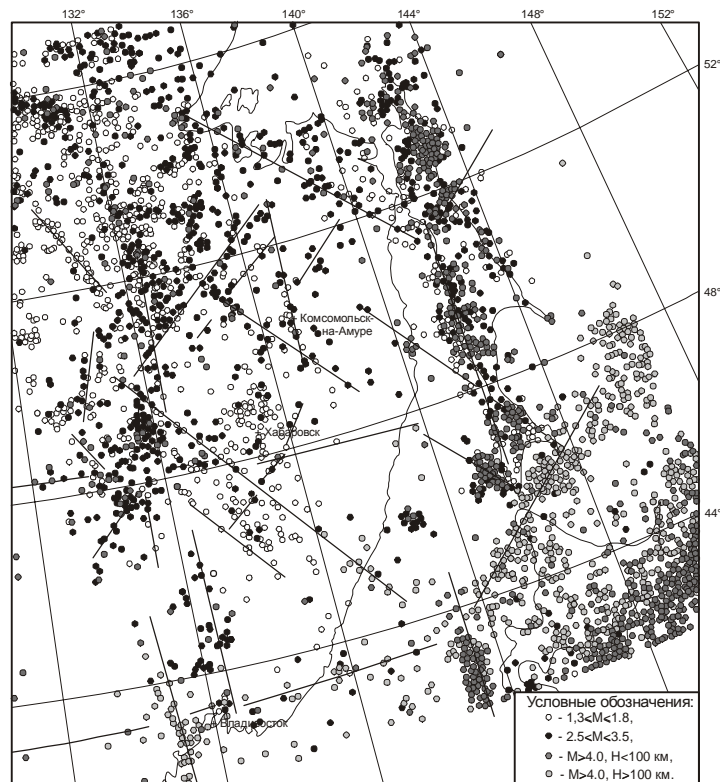


Схема линейментной делимости

— оси линейментов

Верхнекоровый сейсмогенерирующий этаж характеризуется преимущественно очагами с магнитудой (M) от 5 и менее. Коромантийный этаж отмечается наличием очагов с магнитудой от 4 до 7. Учитывая связь этих этажей сейсмогенерирующими сквозькоровыми разломами, их (в ряде случаев) целесообразно объединять в один – литосферный. На уровне астеносферного слоя количество очагов уменьшается, с понижением их максимальной магнитуды до 5. В подастеносферном этаже, примерно с 200 км до кровли переходной зоны мантии (400 км), количество очагов и их магнитуда возрастают. В ПЗМ очаги землетрясений концентрируются в ее нижней части (уровень 500-600 км), при этом средний уровень магнитуд выше, чем в подастеносферном этаже.

Статистический анализ показал, что землетрясения с малой магнитудой (на рисунке для них принят диапазон  $M=1,3-1,8$ ) трассируют активные разломы северо-западного простирания, развитые в верхнекоровом этаже. Землетрясения с большей магнитудой (на рисунке принят диапазон  $M=2,5-3,5$ ) трассируют, в основном, уже сквозькоровые разломы, имеющие северо-восточное и субмеридиональное простирания. Коровые землетрясения с магнитудой больше 4 в основном приурочиваются к субширотным и субмеридиональным системам. Глубокофокусные землетрясения большой магнитуды в подастеносферном этаже трассируют диагональную систему линеаментов, а в этаже ПЗМ – ортогональную (смотри рис.).

Миграция сейсмоактивности на пространственно-временных диаграммах наиболее ярко видна по глубокофокусным землетрясениям и слабее по коровым землетрясениям. Так по линеаментам (разломным зонам) в ПЗМ миграция во второй половине 20 века происходила с юга на север, с кратковременной сменой направления, то есть в квази-колебательном режиме. В этот же период для подастеносферного сейсмогенерирующего этажа наблюдалась миграция только в северо-западном направлении, без инверсии. В обоих случаях в это время отмечалась активизация сейсмоактивности в верхнекоровом и коромантийном сейсмогенерирующих этажах. На этом сложно организованном фоне миграции в разные временные интервалы наблюдаются периоды преимущественной активизации линеаментов двух сопряженных систем: северо-западного - северо-восточного простираний и субмеридионального - субширотного простирания.

Таким образом, пространственная приуроченность распределения очагов землетрясений к сейсмическим структурам тектоносферы, имеющим разный режим сейсмоактивности, свидетельствует о наличии в литосфере региона сложно построенной взаимосвязанной системы сейсмогенерирующие этажей и разломных зон. Данная система подвержена колебательным изменениям пространственно-временных закономерностей сейсмоактивности. Продолжение структурных аномалий тектоносферы в нижнюю мантию и к ядру доказывает, что энергетическая и вещественная подпитка геодинамической активности идет из нижней мантии и внешнего ядра. Глубокофокусная сейсмичность является при этом индикатором активизации тектонической активности, которая развивается снизу вверх и охватывает регион в целом.

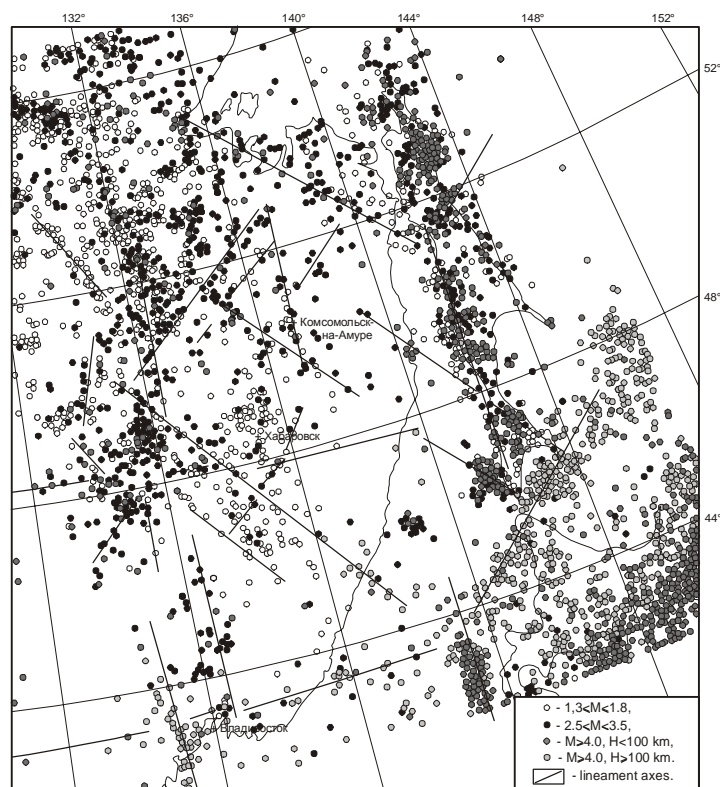
## **SPATIO-TEMPORAL AND ENERGY CHARACTERISTICS OF THE SYSTEMS OF SEISMOGENERATING CRUSTAL FAULTS AND MANTLE IN THE JUNCTURE AREA OF THE PACIFIC AND CENTRAL-ASIAN MOBILE BELTS**

**V. A. Bormotov**

*Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, Khabarovsk, Russia*

The peculiarity of the Russian Far East South seismicity is the occurrence of the earthquake foci from the surface to 700 km depths. This depth range corresponds to the tectonosphere. It includes the crust, the upper mantle with the asthenospheric layer and the transition zone of the mantle (TZM), starting from the upper to the lower mantle. The top and the bottom of the TZM are the boundaries of the planetary level and occur at depths of about 410 and 660 km. Distinguishing the fault zones in the seismic sections and horizontal sections is based on three criteria: 1) a sharp change of the structural plan; 2) appearance of low-velocity zones and/or those of increased anisotropy; 3) presence of zones of increased heterogeneity. Four seismogeological stages are distinguished in the tectonosphere: 1) the upper crustal stage, 2) the crust-mantle stage, 3) the beneath the asthenosphere stage, and 4) that of the transitional mantle zone. The parts of the sections, whose seismogeological and structural characteristics differ to such an extent that different methods or techniques are required for their study, correspond to the seismogeological stages.

The earthquake foci distribution based on magnitude and depth, has six anomalous horizons, which correlate with the seismogeological stages. This allows us to identify these as the seismogenic ones, and to distinguish the seismogenic fault zones within the stages, especially the part of these faults that are the «through» going ones for the tectonosphere. The fault-block division of the crust and mantle stage, which reflects the structure of the juncture zone of the Pacific and the Central-Asian mobile belts (PMB and CAMB) is well-discernible on seismotomographic sections. The velocity isolines (east of the intersection point with coordinates of 50°E longitude and 130°N latitude) show the diagonal system of the northwestern and northeastern strike within the crust (at a depth of 20 km). The PMB structures and the orthogonal sublatitudinal (south of 50°N) and submeridional (east of 130°E) division (CAMB structures) starts to predominate at a depth of 55 km already (in the upper mantle). The main regional peculiarity of the area clearly distinguished by the velocity anomalies is that it is attributed to the juncture area of two mobile belts which are traced by the gradient low-velocity zones at about 48°N latitude and 132°E longitude at 85 km depths.



Scheme of lineament division.

The upper crustal seismogenic stage is characterized mainly by earthquake foci (earthquake sources) with magnitude ( $M$ ) starting from 5 and lower. The crust and mantle stage is noted for the presence of earthquake foci (earthquake sources) with magnitude from 4 to 7. Taking into consideration the connection of the stages with the seismogenic through-going crustal faults, it is expedient to integrate these, in a number of cases, into the lithospheric one. The number of earthquake foci decreases at the level of the asthenospheric layer, their maximum magnitude decreasing to 5. The number of the earthquake foci and their magnitudes increase in the beneath-asthenosphere stage, at about 200 km to the top of the transitional mantle zone (400 km). In TZM, the earthquake foci are concentrated in its lower part (500-600 km level), the average magnitude level being higher when compared to the beneath-asthenosphere stage. The statistical analysis shows that the active faults of the northwestern strike developed in the upper crustal stage are traced by low magnitude earthquakes (the range of  $M=1.3-1.8$  is assumed for these in the figure) As for the higher-magnitude earthquakes (the range of  $M=2.5-3.5$  is assumed for these in the figure), the through-going crustal faults of northeastern and submeridional trends are mainly traced by these. The crustal earthquakes with magnitude higher than 4 are mainly

attributable to the sublatitudinal and submeridional systems. The deep-focal earthquakes with high magnitude occurring in the beneath-asthenosphere stage trace the diagonal lineament system while in the TZM stage –the orthogonal one (see figure).

Migration of the seismic activity is most clearly seen from deep-focal earthquakes and is weakly discernible from the crustal earthquakes on the spatio-temporal diagrams. Thus, the migration in TZM which occurred along the lineaments (fault zones) in the second half of the 20<sup>th</sup> century, took place in the south-northward direction, that had undergone short time-term changes, that is, in the quasi-oscillatory regime. In the same period the migration was observed for the beneath-asthenosphere seismogenic stage which occurred in the northwestern direction, without inversion. In both cases, activation of the seismic activity was noted for the upper crustal and crust-mantle seismogenic stages at this time. Against this complicated migration background, the periods of the predominant activation of the lineaments of two conjugated systems of northwestern-northeastern trends and submeridional-sublatitudinal trends are observed in different time intervals.

Thus, the spatial confines of the earthquake foci distribution compared with the seismic structures of the tectonosphere with different regimes of seismic activity, testifies to the presence of an interrelated system of seismogenic stages and fault zones, which has a complicated structure, in the lithosphere of the region. The system has undergone oscillatory changes in the spatio-temporal regularities of the seismic activity. Continuation of the structural anomalies of the tectonosphere to the lower mantle and the core suggests that the energy and matter replenishment of the geodynamic activity occurs from the lower mantle and the external core. Deep-focal seismicity is the indicator of activation of the tectonic activity that is developing in the downward-upward manner.

## **НЕУСТОЙЧИВОЕ СКОЛЬЖЕНИЕ В РАЗЛОМАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАК АВТОВОЛНОВОЙ ПРОЦЕСС**

**В.Г. Быков**

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, г.Хабаровск, Россия.*

*E-mail: [bykov@itig.as.khb.ru](mailto:bykov@itig.as.khb.ru)*

Моделирование деформационных процессов в разломах земной коры на основе автоволновой концепции требует убедительного обоснования возможности представления разломов в виде автоволновой системы. Автоволновая система должна быть активной, нелинейной и неустойчивой.

1. Активность системы предполагает обмен энергией и веществом с окружающей средой и наличие механизма перекачки запасенной в системе энергии в энергию волн. Разломы, как термодинамически открытые системы, обмениваются с вмещающими горными массивами потоками энергии и флюидов. Разломные зоны непрерывно подвергаются внешним и внутренним воздействиям полей тектонических и гравитационных напряжений, динамических нагрузок в результате земных приливов, неравномерного вращения Земли, волн от землетрясений и т.д. В разломных зонах постоянно перемещаются флюиды, оказывающие непосредственное влияние на динамику разломов и обеспечивающие осциллирующие режимы физико-химических процессов в земной коре и литосфере. Химическая деградация трещиновато-пористых сцементированных геоматериалов тела разлома управляется энергомассопереносом за счет разложения внутрипорового флюида, молекулярной диффузией в пористой матрице, диффузией и адвекцией в трещинах и каналах разломов.

Вследствие этого в разломах возможно возникновение волновых процессов, параметры которых определяются собственными свойствами системы. Все разломы объединены переносом волновых процессов, которые проходят через возбудимую геологическую среду. Перенос происходит посредством «подкачки» энергии извне в



элемент среды – разлом. Энергия, подпитывающая волновой процесс, должна иметь тектоническую природу [3].

2. Нелинейность, в общем понимании, означает, что реакция среды на сумму воздействий не равна сумме реакций на отдельные воздействия, или когда малые воздействия вызывают аномально большой отклик среды. Нелинейность системы особенно чувствительна к воздействиям, согласованным с ее внутренними параметрами или свойствами (резонансное возбуждение). В геологических разломных средах идут процессы, вследствие которых накапливается запас энергии, высвобождающейся при возбуждении среды. В таких случаях сам эффект – результат возбуждения среды – зачастую значительно (по энергии) превосходит первоначальное инициирующее воздействие. Яркие проявления активности и сильной нелинейности геологической среды были зафиксированы при промышленных и подземных ядерных взрывах, при зондировании земной коры мощными электрическими импульсами [1,4,6,7]. Взрывы и электромагнитные импульсы инициировали выделение энергии, уже накопленной средой в ходе тектонических движений. Процессы возбуждения землетрясений, очаги которых «привязаны» к разломам, крайне малыми по величине воздействиями, позволяют считать эти разломы активными и существенно нелинейными системами.

3. Самопроизвольное, не связанное с действием внешних геофизических организующих полей регулярное поведение в разломной зоне возможно в результате развития в ней определенного вида неустойчивостей. Взаимодействие и коллективное влияние всех факторов, обусловленных «открытостью» разломов – сквозным переносом энергии и вещества, приводит к ослаблению или упрочнению разломов, т.е к неустойчивости внутренних механических параметров. Многочисленные эмпирические данные, и в частности, наведенная сейсмичность, указывают на локальную пространственно-временную неустойчивость деформационных процессов в зонах разломов земной коры.

Таким образом, разломные зоны земной коры являются активными, нелинейными и неустойчивыми средами. Поэтому из общих физических закономерностей нелинейных процессов следует, что генерация автоволн в разломах неизбежна. Необходим поиск признаков деформационных автоволн в сейсмоактивных разломах.

Генерация деформационных автоволн может быть вызвана относительным перемещением или переупаковкой смежных блоков, локализованных в пределах разломных зон. Нелинейная модель неустойчивого скольжения (stick-slip) [2] в разломах земной коры учитывает все ведущие факторы этого процесса и включает режимы, необходимые для генерирования деформационных волн. Динамика разлома также, как и в экспериментах stick-slip [5], определяется внутренними параметрами системы (шероховатостью бортов и трением) и фактически не зависит от начальных условий. Генерируемая деформационная волна движется с почти постоянной скоростью, которая также определяется параметрами модели разлома.

Неустойчивое скольжение в системе блоков обладает всеми признаками автоколебаний: колебания являются внутренним свойством системы; ритм движения контролируется самой системой, а не источником энергии; внешнее воздействие – постоянная касательная нагрузка – не является колебательным.

В экспериментах замечено [5], что перед динамической подвижкой – завершающей стадией цикла stick-slip – возникают (как и в модели активизации разлома [2]) волны напряжений, распространяющиеся вдоль контакта блоков. Эта особенность в достаточной степени универсальна, т.к. установлена в экспериментах, выполненных на образцах различных горных пород [5]. Выявленные закономерности допускают предположение об автоволновом характере деформационного процесса, развивающегося в системе блоков (теле разлома) при монотонном внешнем воздействии на нее.

Отсюда следует аналогия между stick-slip, моделью активизации разломов и автоволновыми процессами, а также возможность рассматривать активные разломы как автоволновую систему, а автоволновой механизм, который может привести к

циклическим повторениям сейсмических подвижек в разломе, – как один из возможных механизмов миграции тектонических напряжений в Земле.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант РФФИ 04-05-97001).

#### Список литературы

1. Адушкин В.В., Спивак А.А., Дубиня М.Г. Сейсмические явления, наведенные подземным ядерным взрывом // Наведенная сейсмичность. М.: ОИФЗ РАН, 1994. С.199-206.
2. Быков В.Г. Волны активизации разломов земной коры // Тихоокеан. геология. 2000. Т.19. № 1. С.104-108.
3. Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Циклы землетрясений и тектонические волны. Душанбе: Дониш, 1989. 140 с
4. Николаев А.В., Верещагина Г.М. Об инициировании землетрясений подземными ядерными взрывами // Докл. АН СССР. 1991. Т.319. № 2. С.333-336.
5. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 392 с.
6. Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В. Влияние ядерных взрывов на сейсмический режим // Докл. АН. 1995. Т.343. № 4. С.543-546.
7. Тарасов Н.Т. Изменение сейсмичности коры при электрическом воздействии // Докл. АН. 1997. Т.353. № 4. С.542-545.

### STICK-SLIP IN THE CRUSTAL FAULTS AS A SELF-EXCITING WAVE PROCESS

**V.G. Bykov**

*Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, FEB, Russian Academy of Sciences,  
65, Kim Yu Chen, Khabarovsk 680063, Russia. E-mail: [bykov@itig.as.khb.ru](mailto:bykov@itig.as.khb.ru)*

Modeling of self-exciting wave processes in crustal faults requires substantiation of the possibility to represent the faults as a self-exciting wave system. The self-exciting wave system is shown to be active, nonlinear and unstable.

1. The activity of the system suggests that the energy and substance exchange with the environment, and the transformation mechanism of the energy reserved in the system is converted to wave energy. As thermodynamically open systems, the faults exchange by energy and fluid flows with the geomassives. The fault zones undergo permanent outer and inner effects of the tectonic and gravity stress fields, dynamic loads as the result of earth tides, irregular Earth rotation, waves from earthquakes, etc. The fluids are actually displaced in the fault zones, which influence immediately the fault dynamics and provide the oscillating regimes of the physical and chemical processes in the crust and lithosphere. The chemical degradation of the fracture-porous cemented geomaterials of the fault body is governed by heat and mass transfer due to decomposition of the intraporous fluid, molecular diffusion in the porous matrix, diffusion and advection in fractures and fault canals.

Owing to this, the occurrence of wave processes is possible in the faults, whose parameters are determined by the properties of the system. Transfer of the wave processes transmitting through the excited geological medium is the integration factor for the faults. The transfer occurs due to energy supply from outside into the fault which is the element of the medium. The energy, providing the wave process, is suggested to be of tectonic nature [3].

2. Nonlinearity means that the medium response to the summed effect is not equal to the sum of responses to individual effects, or that the minor effects may cause an anomalously high response of the medium. The nonlinearity of the system is particularly sensitive to the effects, consistent with its inner parameters or properties (the resonance excitement). The processes occur in the geological fault media, due to which the energy reserve is accumulated, that is

released in periods of self-exciting of the medium. In such cases, the effect as itself, which is the result of self-exciting of the medium, very often predominates significantly over the primary initiating effect in energy. A clear manifestation of the activity and strong nonlinearity of the geological medium have been registered in periods of industrial and underground nuclear explosions and sounding of the crust by strong electric impact [1, 4, 6, 7]. The explosions and electromagnetic impulses initiated the energy release already accumulated in the medium during tectonic movements. The exciting processes of the earthquakes, whose foci are «tied» to the faults by extremely small effects, allow us to consider these faults to be active and nonlinear systems to a significant extent.

3. Spontaneous, regular behavior of the fault zone which is not related to the impact of external geophysical fields is possible as the result of developing specific instabilities in this zone. Interaction and cumulative influence of all the factors, stipulated by «openness» of the faults – through energy and substance transfer, lead to weakening or strengthening of the faults, that is, to the instability of the inner mechanical parameters. The numerous empirical data, particularly induced seismicity, indicate the extent of the local spatial and temporal instabilities of the deformation processes in the crustal fault zones.

Thus, the crustal fault zones are active, nonlinear and unstable media. Therefore, it follows from the general physical regularities of nonlinear processes that the self-exciting wave generation is inevitable in the faults. It is necessary to search for the indications of deformational self-exciting waves in the seismoactive faults.

The deformational self-exciting wave generation can be caused by relative displacement or reconstruction of the adjacent blocks, localized within the fault zones. Nonlinear model of stick-slip [2] in the crustal faults takes into consideration all the leading factors of this process and includes the regimes, necessary for the deformational wave generation. As in the stick-slip experiments [5], fault dynamics is determined by the inner parameters of the system (asperity and friction) and, factually, is not dependent on the initial conditions. The generated deformational wave moves with almost constant velocity, which is determined also by the parameters of the fault model.

The stick-slip in the block system bears all the indications of self-oscillations: the oscillations are the property of the system. The rate of movement is controlled by the system itself but not by the energy source; the external effect – the constant tangential load– is not the oscillatory one.

It is noted from experiments [5], that the stress waves propagating along the block contacts occur prior to the dynamic displacement which is the final stage of the stick-slip cycle (as in the model of fault activation [2]). This peculiarity is universal to a significant extent, because it is established in experiments, and carried out on different rocks samples [5]. The regularities revealed assume the suggestion on the self-exciting wave character of the deformation process, developing in the block system (the fault body) at the monotonous external affect on it.

From this follows the analogy between stick-slip, the model of fault activation and self-exciting wave processes, and the possibility to consider the active faults as the self-exciting wave system also. The self-exciting wave mechanism can lead to cyclic recurrence of the seismic displacements in the fault – as one of the possible mechanisms of tectonic stress migration in the Earth.

The work has been accomplished under the support of the Russian Basic Research Foundation (RBRF grant 04-05-97001).

#### References

1. Adushkin V.V., Spivak A.A. and Dubinya M.G. Seismic phenomena, induced by the underground nuclear explosion // Induced seismicity. M.: OIFZ RAN, 1994. P.199-206 (in Russian).

2. Bykov V.G. Waves of activation in the crustal faults // *Tikhookeanskaya geologiya*. 2000. V. 19. N 1. P.104-108 (in Russian).
3. Malamud A.S., Nikolaevsky V. N. Earthquake cycles and tectonic waves. Dushanbe: Donish, 1989. 140 p., (in Russian).
4. Nikolaev A. V. and Vereshchagina G. M. On the initiation of earthquakes by underground nuclear explosions // *Dokl. Akad. Nauk*. 1991. V. 319. N 2. P.333-336.
5. Sobolev G. A. The principle bases for earthquake prediction, Moscow: Nauka, 1993. 392 p., (in Russian).
6. Tarasov N. T. and Tarasova N. V. Influence of nuclear explosions on the seismic regime // *Dokl. Akad. Nauk*. 1995. V. 343. N 4. P.543-546.
7. Tarasov N. T. Variation of seismicity of the Earth crust by electric impact // *Dokl. Akad. Nauk*. 1997. V. 353. N 4. P.542-545.

## **ВРАЩАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ**

**А.В. Викулин**

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Россия*

Обосновывается волновая природа сейсмического процесса, протекающего в пределах окраины Тихого океана. Строится волновая ротационная модель сейсмического процесса, в основе которой заложены представления о поворачивающихся в условиях вращающейся планеты «элементарных» сейсмофокальных блоках. В рамках модели показывается, что волны миграции сейсмичности, волны деформации и колебания Чандлера тектонически взаимосвязаны. На основе мирового сейсмологического материала устанавливаются корреляционные зависимости между скоростями миграции землетрясений и значениями их магнитуд. Разработана модель очага, соответствующая волновыми ротационным свойствам сейсмического процесса. В рамках модели землетрясение является результатом взаимодействия тектонической волны с «элементарным» сейсмофокальным блоком.

## **VORTEX-RELATED AND EARTHQUAKES**

**Alexandr V. Vikulin**

*Institute of Volcanic and Seismology FED RAS, Russia*

The wave nature of seismic process developing within the margins of the Pacific Ocean is considered. A wave rotation model of seismic process is constructed based on the idea about rotation of «elementary» seismofocal blocks under conditions of the Earth's rotation around own axis. Within the scope of the model, it is shown that there are interrelations among waves of the seismic migration, strain waves and Chandler's oscillations. On the basis of world seismological data the correlations between velocities of the earthquake migration and magnitude values is found. The earthquake focal source model corresponding to the wave rotary characteristics of seismic process is developed. Following this model an earthquake may be considered as a result of interaction between the tectonic wave and an «elementary» seismofocal block.

## ГЕОМЕХАНИКА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

**С.В. Гольдин**

*Институт геофизики Сибирского отделения РАН, Новосибирск, Россия.*

*E-mail: [sgoldin@uiggm.nsc.ru](mailto:sgoldin@uiggm.nsc.ru)*

Блочно-иерархическая структура земной коры – не только арена, на которой разворачиваются геодинамические процессы, но и активный участник этих процессов. Процесс подготовки и осуществления землетрясения не является исключением. Блочная структура играет основную роль и в транспорте энергии в коре, и в формировании специфической мезоструктуры предразрушения

В основу работы статьи положена аналогия между поведением грунтов – при нормальных давлениях и блочных консолидированных сред – при больших касательных напряжениях. Имеется также сходство свойств слабосвязанных гранулированных сред со свойствами поликристаллических геологических образований, (тоже в условиях больших сдвиговых напряжений). Среди явлений, наблюдающихся при деформировании грунтов, важное значение имеют различные способы упрочнения материала (в частности, две модификации дилатансного упрочнения), разупрочнение при критических касательных напряжениях с переходом в устойчивое пластическое течение, обратимость переупаковок (дилатансии) в поле силы тяжести. Дилатансия вообще играет особую роль в сейсмическом процессе. С ней связаны не только процессы разупрочнения и процессы упрочнения горных пород, но и специфические формы запасания энергии, соизмеримой с энергией, выделяемой при землетрясении.

Указанная аналогия позволила проинтерпретировать такие часто наблюдаемые при землетрясениях явления, как затишье, реализация землетрясения за краем области затишья, гул и афтершоки. Само землетрясение состоит в разрушении одной плотной упаковки блоков и в образовании новой плотной упаковки, в процессе чего значительная часть энергии рассеивается в окружающем пространстве. И если провести аналогию между блочной и кристаллической структурой, то аналогия между землетрясением и твердотельным фазовым переходом наполняется реальным физическим содержанием. Неслучайно в обоих случаях фазовый переход сопровождается увеличением объема (дилатансией), связанной с образованием временного разуплотненного состояния.

## GEOMECHANICS OF EARTHQUAKES

**S.V. Goldin**

*Institute of Geophysics, Siberian Division of Russian Academy of Science,*

*Novosibirsk, Russia. E-mail: [sgoldin@uiggm.nsc.ru](mailto:sgoldin@uiggm.nsc.ru)*

Modern conceptions describing the process of earthquake preparation do not take into account block hierarchical structure of the Earth Crust. As a result some very typical phenomena that accompany preparation and realization of big earthquakes do not have satisfactory explanation. These phenomena are 1) existence of a domain  $D_0$  with no small earthquakes before the main event, 2) the main shock occurs out of the border of  $D_0$  (but very close to this), 3) just before the main shock and big aftershocks many people hear a boom (low sound), 4) aftershocks.

The author considers, that a media with block micro and mesostructure at big shear stresses behaves like a granular weakly consolidated media. The important features of such a media are 1) dilatancia and 2) decreasing of shear stress after a critical point and before beginning of quasiplastic flow. In the Earth Crust we meet two types of dilatancia: crack dilatancia and

dilatancia-repacking. In dependence on strain condition dilatancia-repacking may result in two features: increasing of a volume and dilatance strengthening. Increasing of volume may result in elevation of the earth surface. It was discovered recently that dilatancia possesses reversibility [1]. It means that it may accumulate a potential energy. Polycrystalline materials manifest many peculiarities which are similar to the mentioned above properties of granular media.

In the paper the connection of mentioned peculiarities of granular media with the preparation and realization of a big earthquake is under discussion. Briefly speaking – all forms of dilatancia give an additional (relatively to elastic form) way to accumulate a great energy in the Crust. Geoquiescence is transition and realization of quasi-plastic flow in the domain with small blocks (grains). Fragile fracturing occurs in that parts of the Crust, which have block mesostructure (fault zones, for example). Foreshocks are the transition to instability in the zone of dilatance strengthening. The boom is the lost of stability of upper (near surface) dilatance zone. Heat and seismic efficiency of a big shift of rocks is extremely low. The simplest way to realize all energy of the main shock in a block media is to repack all blocks in the neighborhood of the crack. The system of blocks again accumulates a big part of the energy as a potential energy in the gravity field. Aftershocks are the transition of the block system into the state of the dense packing. But not only that. It may happen that the main shock has not realized all energy accumulated before the earthquake. And it may initiate peripheral domain of the stress concentrator.

Briefly speaking the earthquake is transition from one dense pack of blocks to another dense pack of blocks through a sequence of friable packs in order to throw out an excess of energy.

#### References

1. S. Goldin, Physical Mesomechanics, 2002, 5, 5, 5.
2. S. Goldin, C. Psahie, A. Dmitriev, D. Yushin. Physical Mesomechanics, 2001, 4, 3, 97.

### **НОВАЯ МЕТОДИКА РАСЧЕТА СИНТЕТИЧЕСКИХ СЕЙСМОГРАММ В СЛОИСТОМ ПОЛУПРОСТРАНСТВЕ В ПРИМЕНЕНИИ К ИНВЕРСИИ ТЕНЗОРА СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА**

**В.М. Павлов**

*Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия ГС РАН  
Петропавловск-Камчатский, Россия*

Предлагается новая методика расчета сейсмограмм от произвольного дипольного точечного источника. Искомое решение представляется в частотной области в виде сумм по наборам волновых чисел, выражающихся через корни функций Бесселя (аналогично методу Алексева и Михайленко (1976)). Неизвестные коэффициенты ряда являются компонентами векторов движения-напряжения для SH- и P/SV- волн. Они удовлетворяют независимым системам обыкновенных дифференциальных уравнений 1-го порядка от переменной глубины. Для решения этих уравнений предлагается новый метод, использующий введение функций импеданса. Импеданс является «отношением» вектора напряжения к вектору движения. Для SH-волн импеданс – скалярная функция, а для P/SV-волн –  $2 \times 2$  матричная функция. Для импедансов получены замкнутые аналитические формулы. Эти формулы позволяют рассчитать векторы движения-напряжения. Полученные формулы не содержат экспонент с положительными вещественными показателями, поэтому метод не имеет ограничений на толщину слоев. Предлагаемый

алгоритм реализован в компактной и вычислительно устойчивой программе. Первоначальный вариант алгоритма представлен в (Pavlov, 2002).

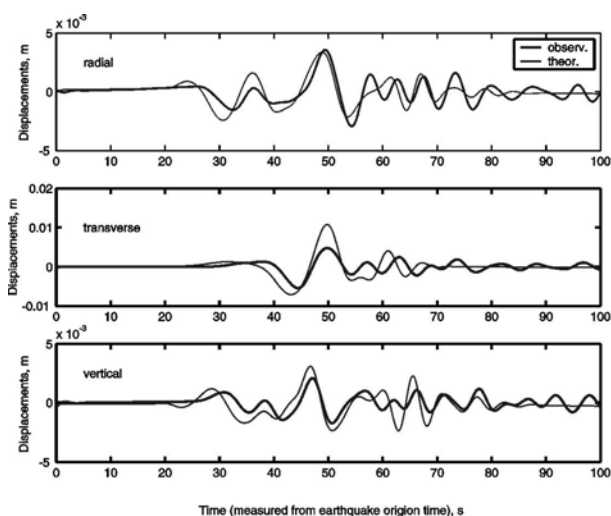


Рис. 2. Механизм Крымского землетрясения 01.01.1996г, полученный по геодезическим данным в (Павлов и др., 2003). Стереографическая проекция нижней полусферы. Нодальные плоскости: I: strike=192,5°, dip=60°, slip=-146°; II: strike=83,8°, dip=61°, slip=-34°. Плоскость I истинная.

На рис.1 рассчитана сейсмограмма от протяженного (линейного) динамического очага Крымского землетрясения 1.01.1996 г.,  $M_s=7.0$ . Использован механизм (рис.2), определенный ранее по геодезическим данным (Павлов и др.). При расчете сейсмограмм отрезок очага был заменен на 24 точечных источника. Полная сейсмограмма является суммой сейсмограмм точечных источников с соответствующими временными задержками. Длительность процесса для точечного источника приняли равной 1 секунде. Наблюденные сейсмограммы – записи на станции Петропавловск (IRIS, ВВ канал).



Рис. 3. Механизм Крымского землетрясения 01.01.1996г, полученный в результате подгонки с помощью синтетических сейсмограмм ( $M_w=6.3$ ). Стереографическая проекция нижней полусферы. Нодальные плоскости: I: strike=191°, dip=67°, slip=-116°; II: strike=62°, dip=34°, slip=-44°. Плоскость I истинная.

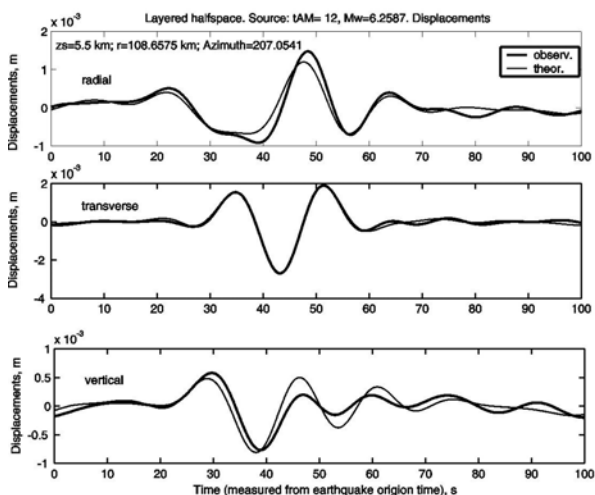


Рис. 4. Сравнение наблюдаемых и расчетных сейсмограмм для оптимального двойного диполя для Крымского землетрясения 01.01.1996г. Сейсмограммы фильтрованы в полосе 1/100- 1/10 Гц. Глубина источника 5.5 км. Длительность очаговой функции 12 секунд. Расстояние от эпицентра до станции PET (IRIS) 108,7 км, азимут из эпицентра на станцию 207°. Вертикальная ось - вниз. Параметры среды приведены в таблице

h, km	$\alpha$ , km/s	$\beta$ , km/s	$\rho$ , t/m <sup>3</sup>
0 - 5	4.0	2.2	2.5
5 - 20	5.8	3.3	2.6
20 - 35	6.7	3.9	2.8
35 - 120	7.8	4.5	3.2
120 - 200	8.1	4.6	3.4
>200	8.3	4.8	3.6

Разработанная программа применяется для расчета тензора сейсмического момента  $M_{ij}$  точечного источника по трехкомпонентной широкополосной записи. Процедура расчета включает: 1) деконволюцию наблюдаемой сейсмограммы; 2) расчет функций влияния для компонент  $M_{ij}$  для набора глубин; 3) низкочастотную фильтрацию; 4) расчет  $M_{ij}$  путем линейной инверсии для каждой глубины при фиксированной длительности  $T$  функции очага; 5) определение  $T$  при данной глубине; 6) определение глубины очага (путем перебора).

В качестве примера рассчитан механизм для Карымского землетрясения 1 января 1996 г. (Рис.3) по трехкомпонентной записи на станции Петропавловск (IRIS, ВВ канал). На Рис.4 показано качество подгонки.

#### Список литературы

1. Алексеев А.С., Михайленко Б.Г. Решение задачи Лэмба для вертикально неоднородного упругого полупространства // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. № 12. С.11-25.
2. Pavlov V., 2002. A convenient technique for calculating synthetic seismograms in a layered half-space. Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Conference «Problems of Geocosmos». St. Petersburg. P.320-323.
3. Pavlov V., Levin V., Maguskin M., Kasahara M. 2003. Volcano-seismic crisis of January 1-2, 1996, in Karymsky volcanic center (Kamchatka): elastic modeling of geodetic observations. XXIII General Assembly of IUGG. Sapporo, Japan. Abstracts A. P.A555.

### **A NEW TECHNIQUE FOR SEISMOGRAMS CALCULATION IN A LAYERED HALF-SPACE, AS APPLIED TO SEISMIC MOMENT TENSOR INVERSIONS**

**V.M. Pavlov**

*Kamchatka Experimental and Methodical Seismological Department  
Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

A new discrete wave-number technique for synthetic seismogram calculation is proposed for the case of a point source with an arbitrary moment tensor. In the frequency domain a solution is represented by series over discrete wave-numbers. To do this, an artificial remote cylindrical boundary is introduced, following Alekseev and Mikhailenko (1976). To obtain such a representation, the proper conditions on the boundary are formulated. The discrete wave-numbers are the roots of Bessel functions divided by the distance to the remote boundary. The unknown coefficients of the series are components of stress-motion vectors for SH- and P/SV-waves. These coefficients satisfy two independent systems of ordinary differential equations of 1<sup>st</sup> order in depth variable. A new method for solving these equations is proposed based on introducing of impedance functions. For a given depth an impedance is a matrix  $H$  such that a motion vector multiplied by  $H$  gives the corresponding stress vector. For the SH case the impedance is a scalar whereas for the P/SV case it is 2x2 matrix one. Explicit analytical formulas for impedances are given. Stress-motion vectors are expressed through the impedance by formulas that also have explicit analytical form. These formulas do not include exponential functions with real positive arguments. Therefore layers with arbitrary thickness are acceptable. To avoid singularities a small imaginary quantity is added to frequencies; arising distortions are then compensated in the time domain. The algorithm leads to the numerical procedure that is compact and computationally stable. The initial version of the technique was presented in (Pavlov, 2002). A computer program based on the technique was developed.



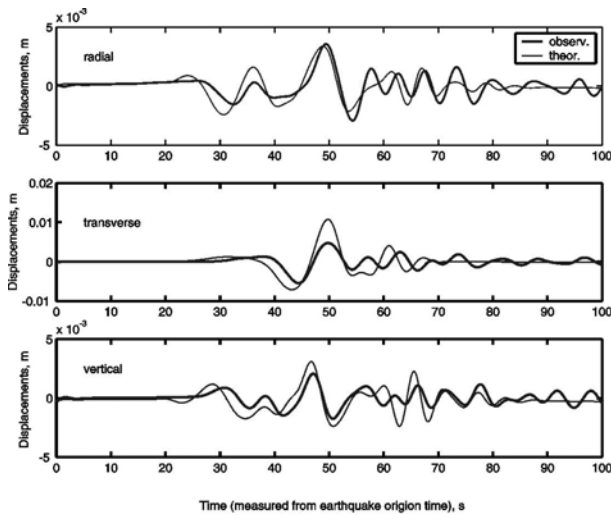


Figure 1. Observed seismograms of 1 Jan., 1996, Karymsky earthquake compared to synthetic ones for a line segment source model. The seismograms were band pass filtered in the frequency band 1/100-1/3 Hz. The assumed depth of the model source is 4 km. The values of the line segment dynamic source parameters was set on the basis of the values of static rectangular source parameters determined by geodetic data (Pavlov et. al., 2003). These values are: coordinates of the rectangle center: latitude 53.9425°, longitude 159.4023°, depth 4 km; rectangle strike angle 192.5° and dip angle 60°, length 12 km, width 6 km; slip angle 214°; moment magnitude Mw=6.3. In the dynamic model the source line segment is the horizontal line which goes through the center of the rectangle along its strike. As the instrumental epicenter is located near the south end of the static source, it is assumed that the source rupture is unilateral and run from the south to the north. The assumed rupture velocity value is 2 km/s. Over the source area the slip function is assumed constant. In the simulation the line source was represented by 24 equidistant point sources. For the structure of the medium see Fig. 4.



Figure 2. The fault plane solution of 1 Jan., 1996, Karymsky earthquake calculated from geodetic data (Pavlov et. Al., 2003). The estimated moment magnitude is Mw=6.3. Nodal planes: I: strike=192,5°, dip=60°, slip=-146°; II: strike=83,8°, dip=61°, slip =-34°. The true plane is the first one. Stereographic projection of the lower hemisphere is

For the 1 Jan., 1996, Karymsky earthquake, Ms=7.0, seismograms filtered in the frequency band 1/100-1/3 Hz for an extended (linear) source was calculated (Fig.1). The mechanism (Fig.2) was used. It was determined earlier by geodetic data (Pavlov et. al., 2003). The observed seismograms are obtained from the records at PET IRIS, BB channel.



Figure 3. The fault plane solution of 1 Jan., 1996, Karymsky earthquake calculated for a point source using synthetic seismograms. Estimated moment magnitude is Mw=6.3. Nodal planes: I: strike=191°, dip=67°, slip=-116°; II: strike=62°, dip=34°, slip=-44°. The true plane is the first one. Stereographic projection of the lower hemisphere is used.

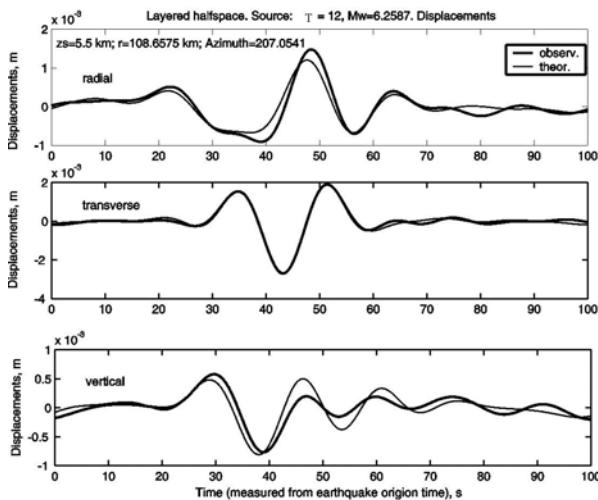


Figure 4. The comparison of the observed and synthetic seismograms for the best fault plane solution of 1 Jan., 1996, Karymsky earthquake. The seismograms are band pass filtered in the frequency band 1/100- 1/10 Hz. The point source depth is 5.5 km. The source duration is 12 seconds. The distance from the epicenter to the station PET (IRIS) is 108.7 km. The azimuth from the epicenter to the station is 207°. The positive direction of the vertical axis is down. The medium consists of five layers above the half-space. Their parameter values are given in the following table

h, km	$\alpha$ , km/s	$\beta$ , km/s	$\rho$ , t/m <sup>3</sup>
0 - 5	4.0	2.2	2.5
5 - 20	5.8	3.3	2.6
20 - 35	6.7	3.9	2.8
35 - 120	7.8	4.5	3.2
120 - 200	8.1	4.6	3.4
>200	8.3	4.8	3.6

The program is applied for estimation of the seismic moment tensor  $M_{ij}$  of a point source using a three-component broadband seismogram. The procedure includes: 1) deconvolution of

the observed seismogram; 2) calculation of the influence functions of the  $M_{ij}$  for a set of depths; 3) low pass filtration; 4) calculation of  $M_{ij}$  by linear inversion for each depth at the fixed duration  $T$  of the source function; 5) evaluation of  $T$  at a given depth (by criterion of the least misfit); 6) evaluation of the source depth (by criterion of the least misfit).

As an example a mechanism for the Jan1, 1996, Karymsky earthquake was determined (Fig.3). The broadband seismograms at PET IRIS, BB channel, were used. Figure 4 shows quality of the fitting.

#### References

1. Alekseev A.S., Mikhilenko B.G., 1976. Solution of Lamb problem for a vertically inhomogeneous elastic half-space. *Izv. Akad. Nauk USSR, Fizika Zemli*, 12, 11-25 (in Russian).
2. Pavlov V., 2002. A convenient technique for calculating synthetic seismograms in a layered half-space. *Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Conference «Problems of Geocosmos»*. St. Petersburg. P.320-323.
3. Pavlov V., Levin V., Maguskin M., Kasahara M. 2003. Volcano-seismic crisis of January 1-2, 1996, in Karymsky volcanic center (Kamchatka): elastic modeling of geodetic observations. *XXIII General Assembly of IUGG, Sapporo, Japan. Abstracts A P.A555*.

### **АНИЗОТРОПИЯ СРЕДЫ И ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ АЗИМУТА ПОЛЯРИЗАЦИИ БЫСТРОЙ S-ВОЛНЫ ПОД ЮЖНОЙ КАМЧАТКОЙ**

**М.Н. Лунева<sup>1</sup>, Ли Д. М.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск 680000, ул. Ким-Ю-Чена 65, Россия*

<sup>2</sup>*Геологический факультет, Кунпукский Университет, Дэгу 702-701, Корея*

Проведены измерения параметров расщепленных поперечных волн от местных землетрясений в области станции PET IRIS (г. Петропавловск Камчатский) за период 1993-2002 гг. с целью изучения анизотропных свойств среды в зоне субдукции и временных вариаций азимута поляризации быстрой  $S$ -волны ( $\varphi$ ). Проведена выборка записей землетрясений с глубин до 310 км, энергетическим классом  $K < 10.5$  и с эпицентральной дистанцией до 100 км от станции PET. По данным каталога КОМСП ГС РАН внутри исследуемого объема среды (цилиндра) за 9-летний период зарегистрировано 11 крупных землетрясений ( $K = 12-13$ ), которые произошли на краях области.

Результаты исследования показывают, что анизотропные свойства среды изменяются с глубиной (Рис.1). Максимальные значения нормализованных времен задержки между  $S$ -волнами фиксируются от землетрясений с глубин 50-60 км и 90-150 км и от землетрясений с восточными азимутами на эпицентр. Наиболее низкие значения времен задержки характерны для глубин больше 200 км. Азимуты поляризации от событий  $H < 80$  км доминируют в направлениях  $S90^\circ V \pm 20^\circ$  и отражают общее направление движения Тихоокеанской плиты. Анизотропия среды верхней части ( $< 80$  км) описывается в рамках трансверсально-изотропной модели среды с горизонтальной осью симметрии (ГТИ), ориентированной на север, и отражает режим преобладающего сжатия. Анизотропия среды от событий с глубин 80-120 км описывается ГТИ моделью, а также ромбической моделью (PM-1) с ориентацией оси  $[100]$  вдоль азимута  $295^\circ$  и падением  $67^\circ$ , осей  $[010]$  и  $[001]$  на восток ( $86^\circ$ ) и юг с падением  $20^\circ$  и  $10^\circ$ , соответственно. Отмечается цикличность изменения азимута поляризации во времени. Азимуты от коровых событий в среднем ведут себя сравнительно стабильно. Для событий с глубин 80-120 км характерно изменение азимута поляризации с амплитудой  $90^\circ$  и доминирующим периодом около 400-

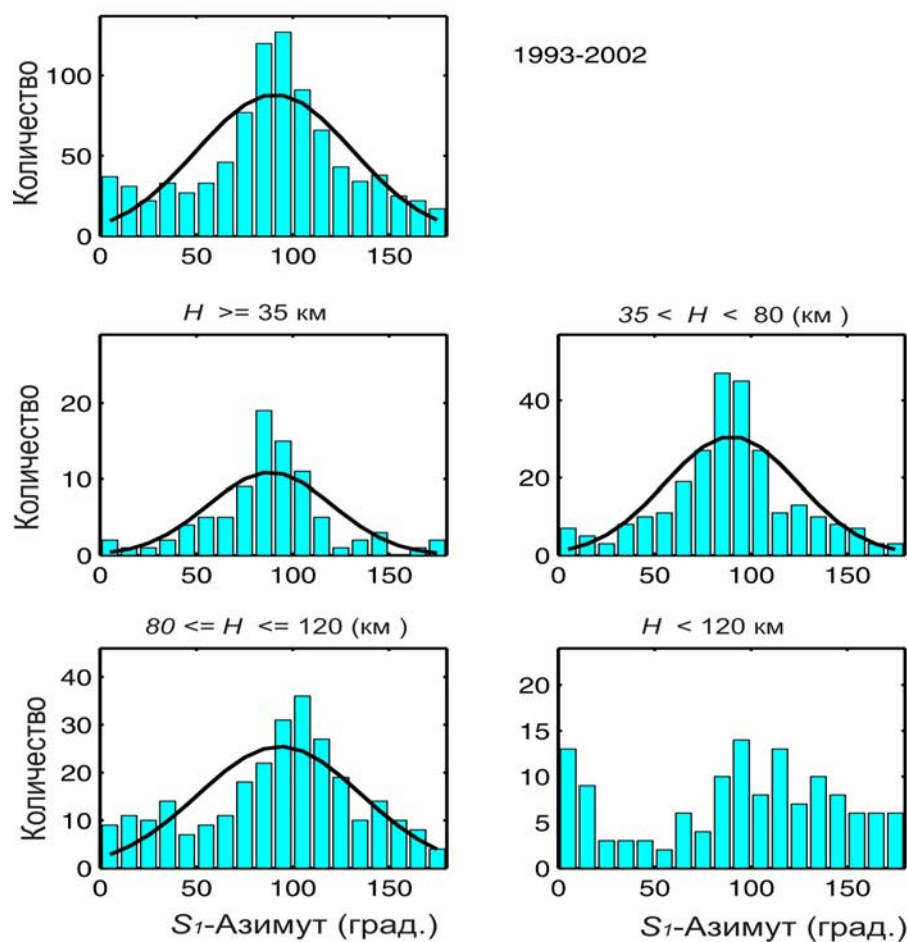


Рис.1. Частотное распределение наблюдаемых азимутов поляризации быстрой  $S$ -волны за период исследования 1993-2002 для всей выборки землетрясений и для глубинных групп. Сплошная линия - Гауссовское приближение

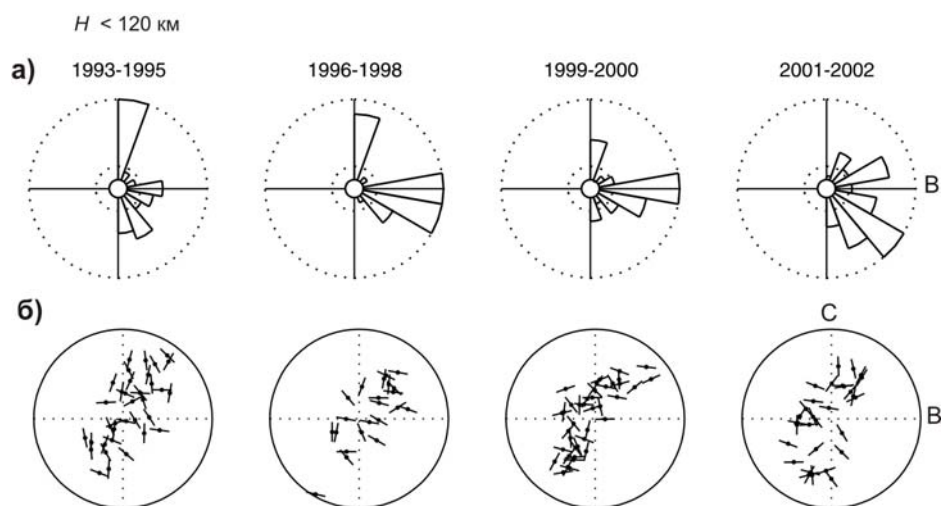


Рис.2. Частотное распределение азимутов поляризации быстрой  $S$ -волны от землетрясений с глубин больше 120 км для разных интервалов времени (а) и их распределение в пространстве в соответствии с углами выхода и азимутами лучей (б)

600 дней. Доминирующие азимуты поляризации от событий с глубин 120-310 км изменяются со временем (Рис.2):  $\varphi$  ориентировано в 1993-1995 на север, 1999-2000 – на восток, 1996-1998 на север и восток, 2001-2002 – на СВ и ЮВ. Однородное рассеяние  $\varphi$  наблюдается в интервалах азимутов на эпицентр  $0-50^\circ$  и  $200-230^\circ$ , вне интервалов

прослеживается прямая зависимость  $\varphi$  от азимута на эпицентр с наклоном линий регрессии около  $44^\circ$ . По характеру пространственного распределения азимуты поляризации согласуются с ТИ моделью с осью симметрии, отклоненной от горизонтальной плоскости на  $60^\circ$  и азимутом  $280^\circ$ , а также с ромбической моделью (РМ-2) с ориентацией оси [100] вдоль азимута  $135^\circ$  и падением  $76^\circ$ , осей [010] и [001] вдоль азимутов  $268^\circ$  и  $0^\circ$  и падением  $10^\circ$  и  $10^\circ$ , соответственно. Предполагается, что вариации  $\varphi$  во времени связаны со сменой режима напряжения (перераспределением соотношений между главными осями) и сопровождаются «качанием» осей симметрии среды.

## ANISOTROPY AND TEMPORAL VARIATION OF FAST S-WAVE POLARIZATION AZIMUTHS BENEATH SOUTH KAMCHATKA

Margarita Luneva<sup>1</sup>, Jung Mo Lee<sup>2</sup>

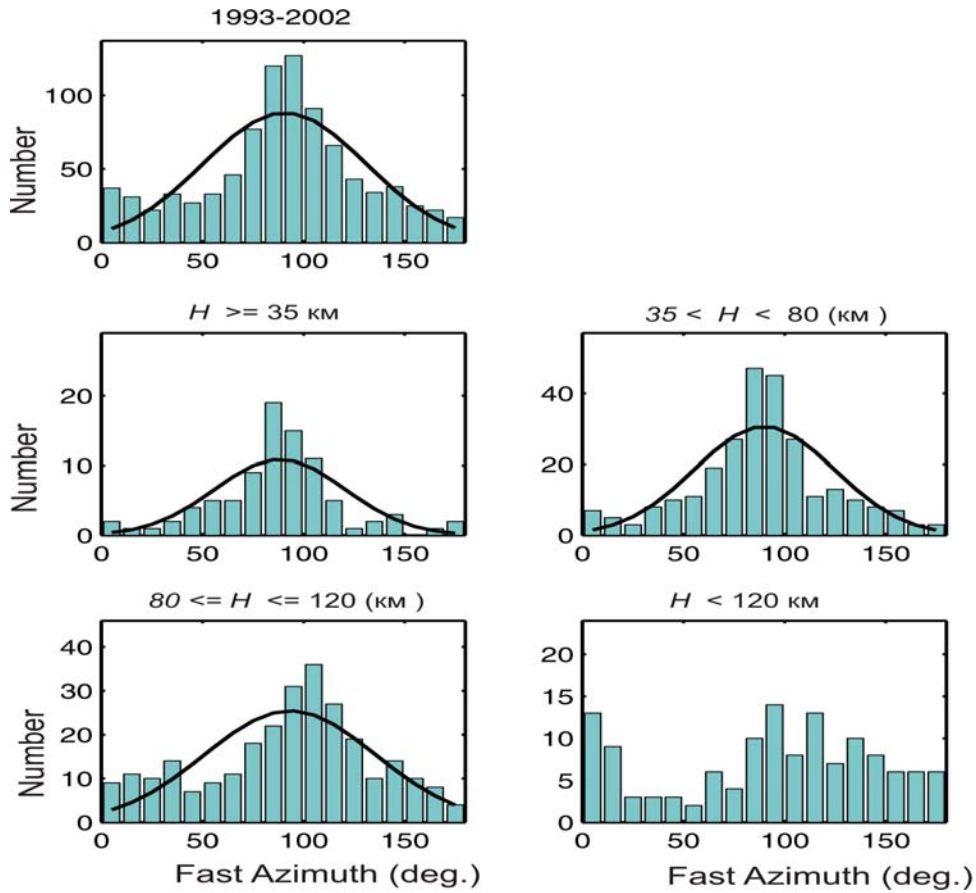
<sup>1</sup> *Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, 65 Kim-Yu-Chen St., 680000 Khabarovsk, Russia*

<sup>2</sup> *Department of Geology, Kyungpook National University, Daegu 702-701, Korea*

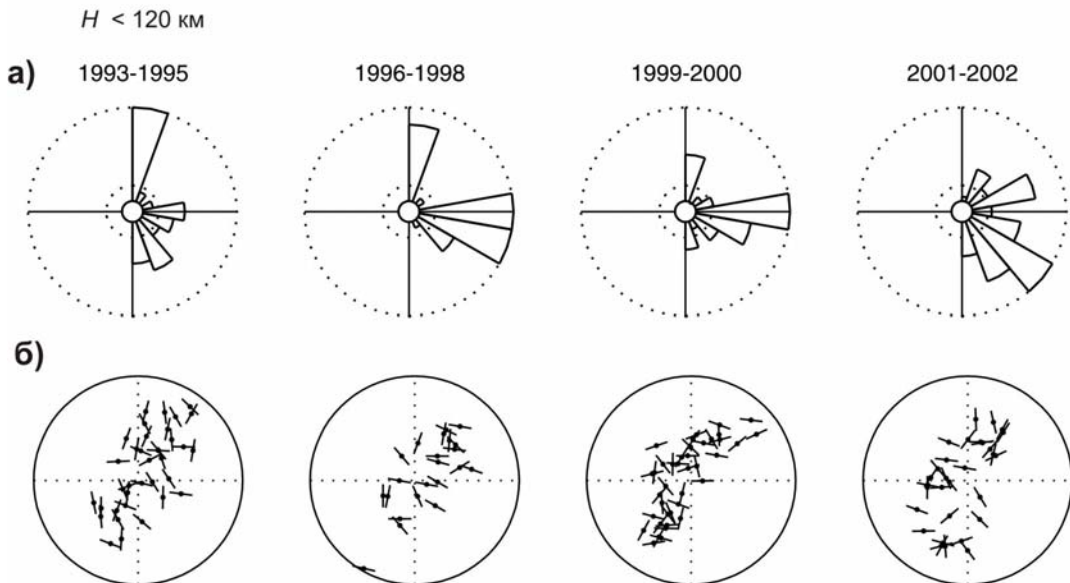
Shear wave splitting measurements in South Kamchatka during 9-year period (1993-2002) are used to determine anisotropic properties of the subduction zone and variation of fast S-wave polarization azimuths ( $\varphi$ ) in time. The local small seismic events recorded at the Petropavlovskaya IRIS station (PET) were analyzed. Seismic records of events with  $K < 10.5$ , depths up to 310 km and epicenter distances less than 100 km from PET are used. Since crustal seismicity beneath PET is comparatively low, the earthquakes associated with the submerging Pacific Plate prevail in seismic records. All large events ( $K \geq 12$ ) are located at the distances greater than 100 km from the station. The largest Kronotsky Earthquake (12.05.1997;  $M = 7.7$ ;  $54.95^\circ\text{N}$ ,  $163.23^\circ\text{E}$ ) is located at a distance of 340 km from PET.

The results of study show that anisotropic properties of medium vary with depth (Fig.1). The dominant azimuths of the fast shear wave polarizations for 9-year period are defined within  $\text{N}90^\circ\text{E} \pm 20^\circ$ , which are consistent with the direction of the general motion of the Pacific Plate. Maximum values of normalized time delays are observed for the events within 50-60 km and 90-150 km depth intervals, and also for the events with back-azimuths of eastern directions. Time delay for events deeper than 200 km reveals the smallest values. Modeling of fast shear wave polarizations shows that HTI model with the symmetry axis oriented northward fit well the observed data of events within upper 80 km in depth. For events within the 80~120-km depth interval, HTI model and orthorhombic (ORM-1) model with axis [100] oriented along azimuth of  $295^\circ$  with dip angle of  $67^\circ$ , axes [010] and [001] are directed to east ( $86^\circ$ ) and south and dip of  $20^\circ$  and  $10^\circ$ , respectively, satisfy the data. Analysis of fast azimuths reveals their temporal variation. The most regular variations in  $\varphi$  are observed for the deep events (80~120 km) with a period of about 400~600 days over 9-year period. The fast polarizations of crustal events behave comparatively stable. For the deepest events (120~310 km) dominant fast azimuths vary with time (Fig.2):  $\varphi$  is oriented north during 1993-1995, east during 1999-2000, along N and E during 1996-1998, and along NE and SE during 2001-2002. It is observed uniform scattering of  $\varphi$  with back azimuths within back-azimuth intervals  $0\sim 50^\circ$  and  $200\sim 230^\circ$ , whereas, out the intervals, the direct dependence between  $\varphi$  with back azimuths is detected. Anisotropy of the medium is approximated by TI model with symmetry axis directed along azimuth of  $280^\circ$  and dip angle of  $60^\circ$ , and orthorhombic model (ORM-2) with axis [100] oriented along azimuth of  $135^\circ$  and dip angle of  $76^\circ$ , axes [010] и [001] are directed westward ( $268^\circ$ ) and northward and dip of  $10^\circ$  and  $10^\circ$ , respectively. It is assumed that temporal variations of  $\varphi$  are connected with

stress regime changes (principal stress component ratio changes) which may lead to the symmetry axes swinging.



**Fig.1** Distributions of observed fast  $S$ -wave azimuths for all events and events of four depth intervals over the 9-year period. Gaussian approximation of the fast azimuths is plotted by the solid line on the histograms.



**Fig.2** Distributions of observed fast  $S$ -wave azimuths of deepest events for different time intervals (a), and observed fast azimuth projected onto the horizontal plane following their ray azimuths and incidence angles (b). The circle in (b) corresponds to the contour of ray incident angles of  $45^\circ$ .

**К ВОПРОСУ ОБ ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ NDC-ТИПА****С.Л. Юнга, А.И. Лутиков***Геофизическая служба РАН, Россия*

Современные сейсмологические наблюдения устанавливают, что волновая картина от некоторых землетрясений не в полной мере отвечает модели двухдипольного источника, отвечающей подвижке по единственной плоскости разрыва. Для интерпретации наблюдаемых волновых полей привлекается более сложная модель очага, отличающаяся от общепринятой двойной пары сил без момента и получившая в зарубежной литературе название NDC-источника (недвухдипольного - non double couple) (Frohlich, 1995). Следует отметить, что соответствующие таким сложным очагам эквивалентные точечные источники обладают по сравнению с обычными механизмами очагов дополнительной степенью свободы. Выяснение типа сейсмического источника требует анализа тензора сейсмического момента (СМТ) и выяснения возможности отличия от нуля детерминанта матрицы его компонент с учетом погрешностей определения компонент тензора СМТ. Для исследования детерминанта матрицы СМТ на локальные экстремумы использован известный в математическом анализе подход, сводящийся к выявлению знаков главных миноров квадратичной формы второго дифференциала детерминанта матрицы СМТ (Lutikov, Yunga, 2002). Оказалось, что для анализа устойчивости определения знака детерминанта достаточно проанализировать все крайние случаи, когда компоненты матрицы возмущаются в пределах погрешностей максимальным образом. Для уяснения природы NDC источников используются представления о сложном характере разрывообразования в очагах отдельных коровых землетрясений, при которых напряжения реализуются по двум или более удобным направлениям, не параллельным друг другу (Frohlich, 1995, Bruce et al, 1998; Yunga, Lutikov, Molchanov, 2004). Здесь, однако, остается открытым вопрос о возможности одновременного вспарывания нескольких разрывов в очаговой области. Как нам представляется, данное явление может иметь место в сеймотектоническом деформационном процессе, рассматриваемом с позиций самоорганизующейся критичности (self-organizing criticality) (Turcotte, 1999; Yunga, Lutikov, 2004).

Этот круг вопросов особенно важен при сравнительном анализе сеймотектонических деформаций на локальном и региональном масштабных уровнях. Отмеченный момент обладает значительной степенью новизны и по существу лишь недавно стал исследоваться. Тем не менее, данный вопрос представляется весьма принципиальным. Действительно, по существующим представлениям NCD-источники обязаны своим возникновением усложненным характером подвижек в очаге, когда скольжение происходит не по одной единственной плоскости разрыва, а по нескольким плоскостям практически одновременно. Если обратить внимание, что и сеймотектоническая деформация (СТД) реализуется также за счет статистики подвижек, только разнесенных по времени, то возникает чрезвычайно важный вопрос – в какой мере сходны эти процессы, протекающие на локальном и региональном масштабных уровнях.

Проведение расчетов направленности СТД реализуется посредством осреднения исходных данных (Юнга, 1990). При этом геоструктурная область подразделяется на элементарные подобласти с размером, определяемым масштабом осреднения и условием репрезентативности выборок. Центры таких ячеек осреднения размещаются в узлах равномерной сетки. Дополнительное сглаживание значений получаемого поля параметров в этих ячейках может реализовываться за счет частичного перекрытия ячеек осреднения. В пределах каждой ячейки осреднения выполняется суммирование взвешенных матриц индивидуальных механизмов, в числе которых фигурируют и матрицы компонент нормализованных тензоров сейсмических моментов. Наконец, проводится анализ на собственные значения и главные направления.

Для ряда сейсмоактивных регионов, в том числе для Курило-Камчатской зоны, нами проведено сравнение вида напряженно-деформированного состояния и распределения параметра вида тензоров сейсмических моментов, т.е. их сопоставление на региональном и локальном масштабных уровнях с проверкой статистической значимости их сходства или различия с использованием Гарвардского каталога СМТ (Dziewonski et al, 1981). При этом обнаружено не только сходство сравниваемых разномасштабных деформационных обстановок, но и случаи их явного различия, что требует в будущем специального анализа, поскольку может трактоваться как нарушение однородности напряженного состояния, приводящего к изменению характера сейсмотектонического деформационного процесса при переходе на другие масштабные уровни, существенно более низкие, чем региональный.

Работа выполнена при частичной поддержке фонда РФФИ, гранты 04-05-64826, 02-05-64433 и фундаментальной программы № 5 ОНЗ РАН.

#### Список литературы

1. Bruce, R. Julian, Angus D. Miller, G.D. Foulger Non-double-couple earthquakes. I. Theory. *Rev. of Geophys.*, 36, 4. Nov., 1998. P.525-549.
2. Dziewonski, A.M., Chou, T.A., Woodhouse, J.H., (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. Geophys. Res.* 86. 2825–2852.
3. Frohlich C. (1995) Characteristics of Well-Determined Non-Double-Couple Earthquakes in the Harvard CMT Catalog. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol. 91. Iss 4. P.213-228.
4. Lutikov A., Yunga S. Non double couple seismic sources and its stress environment. EGS - AGU - EUG Joint Assembly. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 5. 2003. P.A-14053
5. Yunga, S., Lutikov, A., Molchanov, O. Non double couple seismic sources and faults interaction. EGU General Assembly. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 6, 2004. P.A-07510.
6. Yunga, S., Lutikov, A. Non double couple seismic sources and self-organized criticality in seismotectonic deformations. EGU General Assembly. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 6, 2004. P.A-07516.
7. Turcotte D.L. Seismicity and self-organized criticality. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 111, 1999. P. 275–293.
8. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.:Наука, 1990. 191 с.

## NON DOUBLE COUPLE SEISMIC SOURCES

**S. Yunga, A. Lutikov**

*Russia*

Non double couple (NDC) sources are considered in framework of the hypothesis that the process of seismic rupture can be viewed as a result of complicated fault geometry and its segmentation. Current seismological observations confirm that the pattern of seismic waves from some earthquakes cannot be produced by slip along a planar fault surface. Several recent studies have revealed non-double-couple components (NDC) in catalogs of seismic moment tensors (Frohlich, 1994). The most common explanation is that these earthquakes are complex, with stress released on several nonparallel fault surfaces (e.g., Frohlich, 1994, Bruce et al, 1998).

The Harvard centroid moment tensor catalog has been analyzed to study NDC sources (Dziewonski et al., 1981). The CMT catalog entries provide thorough and detailed description of earthquakes, including errors in seismic moment tensor components. The seismic moment tensor

uncertainties are especially targeted. First of all our quantitative study of the CMT solutions address the problem of accuracy and its influence on obtained results. Analytical approach is found to reveal reliability of NDC measure taking into consideration the values of seismic moment tensor errors (Yunga, Lutikov, 2003, 2004). Our approach give us possibility to distinguish in a routinely determined solutions artifact and real NDC component. In rather many cases the large non-DC component were just connected with a poor moment tensor solution. Naturally, such earthquakes have been excluded. Our aim has been to compile the CMT subcatalog which exhibit real NDC component for the whole range of seismic moment tensor uncertainties. The next and most important step was examination of NDC earthquakes, revealing their deformation mode in different regions, and especially fixing regions with the same type of NDC, and then compare it with regional pattern of STD.

A tectonophysical interpretation is proposed to highlight the role played by stress factor in the local kinematics of structural discontinuities during the seismic rupture process (Yunga, Lutikov, Molchanov, 2004). The study focuses on the comparison of the deformation modes of the NDC sources with the stress states in its vicinity. Most of the accumulated seismic strain is released by large earthquakes. So the most attractive was to perform an examination of large NDC earthquakes, especially with the same type of NDC, and then compare it with the deformation mode. To estimate the last one we calculate STD in 1.5 degree vicinity, surrounding epicenter of initial earthquake. As a result of calculation we may conclude that among more than 200 investigated geodynamic zones we could find only fifteen which are uniform on the NDC deformation mode. Our result support the testing hypothesis that expressed in terms of inhomogenities in stresses. The majority of the NDC events have in its vicinity mixed NDC modes. That is may be considered as the evidence of faults interaction and inhomogeneity of deformation mode as whole.

We propose that observed NDC events should be studied in terms of the SOC model of seismicity. The hypothesis that seismicity may be considered as self-organized critical process (SOC) take into consideration multi-scale hierarchical structure of real geological medium and its heterogeneity (Turcotte, 1999). In result the SOC approach leads to rather well description of EQs statistics (first of all the Gutenberg – Richter law) but up to now it was not so helpful for understanding of individual EQ- triggering process at local scale level.

A wide variety of slider-block models can exhibit classic chaotic behavior as these have been reviewed by Turcotte (1999). In these models, the slip of one fault plane could lead to the instability of either or both of the adjacent blocks, which would then be allowed to slip in a subsequent step or steps, until all blocks were again stable. Thus NDC event related with simultaneous complex faulting may be treated in terms of SOC as seismic 'avalanche'. We suggest that NDC events may be considered in terms of the self-organized criticality and methodology of deterministic chaos in seismogenic process.

The study of NDC sources provides also a context for understanding how earthquakes may be triggered by superposition transients and internal stresses. The majority of the NDC events have in its vicinity mixed NDC modes. That is may be considered as the evidence of inhomogeneity of deformation mode as whole. This feature implies that such factors, as the hydrothermal or magmatic pore fluids in rock, influence source characteristics and bring new complications in scaling relations.

Acknowledgments. This research was partly supported by Projects RFBR 04-05-64826, 02-05-64433 and ONZ Russ. Ac. Sci. Program N 5.

## References

1. Bruce, R. Julian, Angus D. Miller, G.D. Foulger Non-double-couple earthquakes. I. Theory. *Rev. of Geophys.*, 36, 4. Nov., 1998. P. 525-549.
2. Dziewonski, A.M., Chou, T.-A., Woodhouse, J.H., (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. Geophys. Res.* 86, 2825–2852.



3. Frohlich C. (1995) Characteristics of Well-Determined Non-Double-Couple Earthquakes in the Harvard CMT Catalog. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol. 91, Iss 4, pp 213-228.
4. Lutikov A., Yunga S. Non double couple seismic sources and its stress environment. EGS - AGU - EUG Joint Assembly. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 5, 2003, p.A-14053.
5. Yunga, S., Lutikov, A., Molchanov, O. Non double couple seismic sources and faults interaction. EGU General Assembly. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 6, 2004. p.A-07510.
6. Yunga, S., Lutikov, A. Non double couple seismic sources and self-organized criticality in seismotectonic deformations. EGU General Assembly. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 6, 2004. p.A-07516.
7. Turcotte D.L. Seismicity and self-organized criticality. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 111, 1999, pp. 275–293.
8. Yunga S.L. (1996), Seismotectonic Deformation of the Northern Eurasian Fold Belts in the Neotectonic Phase. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, Vol. 32, No. 12. pp. 955-974.

## **ИНДЕКСЫ СЕЙСМИЧНОСТИ РАЗЛОМОВ ДЕСТРУКТИВНЫХ ЗОН ЛИТОСФЕРЫ И ПРОБЛЕМА ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

**С.И. Шерман, В.А. Савитский**

*Институт земной коры СО РАН, Россия*

Проблема сейсмобезопасности приобретает все большую и большую социальную значимость и периодически требует определенного пересмотра некоторых понятий, методики их оценки, изменения акцентов при геолого-геофизическом картировании и практическом использовании результатов. К одним из таких понятий относятся активные разломы, в объем воззрения которых наиболее часто включаются представления о сейсмоактивных разломах. Понятие «активные разломы» унаследовано от суждений о «живых разломах» и энергично начало внедряться в научную литературу в конце 70-х годов ушедшего века (Имаев и др., 1990; Леви, 1991; Карта активных разломов..., 1987; Трифонов, 1985; Active faults..., 1980; Characteristics..., 1991; Slemmons, 1990; Несмеянов и др., 1992; Никонов, 1995; Trifonov, 1995; и мн. др.).

Анализ разновидностей разломов, в частности, контролирующих сейсмический процесс, показывает, что они характеризуются различными возрастами заложения, активизаций и их современной интенсивностью. На конкретные сейсмические события влияют многие параметры разломов (длина, амплитуда смещений и т.д.), однако они не могут играть определяющей роли в сейсмическом процессе в целом. Он определяется неустойчивостью равновесия разломной и трещиноватой среды литосферы, нарушение которого может быть вызвано широкой группой триггерных механизмов эндо- и экзогенной природы. Сейсмический процесс контролируется относительной подвижностью всего ансамбля разноранговых активных разломов конкретного сейсмического пояса или области.

Для поисков закономерностей структурной организации сейсмического процесса в сейсмических поясах использованы представления о деструктивных зонах литосферы, интегрирующие в объеме своего понятия разноранговые разломы, характеризующиеся многогранными признаками современной активности (Шерман, 1996; Шерман и др., 2002). Деструктивные зоны литосферы являются более высоким таксоном иерархической структуры разломов литосферы по отношению к ее генеральным (глубинным) и другим разновидностям разрывов. Сейсмический процесс в пределах деструктивной зоны протекает неравномерно в пространстве и во времени. Маятниковая миграция сильных сейсмических событий хорошо фиксируется вдоль оси деструктивной зоны.

Преобладающие массы более слабых событий концентрируются в областях динамического влияния разноранговых разломов или вне них. При этом многочисленные разноранговые группы геологически закартированных разрывов остаются асейсмичными в границах той же сейсмической области. Для понимания закономерностей достаточно сложной и во многом не ясной избирательной современной сейсмической активизации разноранговых и разновозрастных разломов нами проведено их ранжирование по количественному и энергетическому индексам сейсмичности. Близкий показатель для оценки степени активности деструктивных зон использовал К.Ж.Семинский (2001).

Под количественным индексом сейсмичности разлома  $\xi_n$  ( $\text{км}^{-1}$ ) понимается число сейсмических событий  $n$  определенных энергетических классов  $k$ , приходящихся на единицу длины разлома  $L$  ( $\text{км}$ ) при принятой ширине области его динамического влияния  $M$  ( $\text{км}$ ) за заданный промежуток времени  $t$  (годы).

Под энергетическим индексом сейсмичности  $\xi_k$  разлома понимается значение класса максимального события  $k_{\text{max}(t)}$ , приходящегося на единицу длины разлома  $L$  ( $\text{км}$ ) при принятой ширине области его динамического влияния  $M$  ( $\text{км}$ ) за известный промежуток времени  $t$  (годы).

Индексы сейсмичности характеризуют активные разломы и позволяют их классифицировать по двум показателям степени современной сейсмической активности. На их основе можно проследить пространственно-временное изменение сейсмической активности разноранговых разломов в пределах сейсмической зоны.

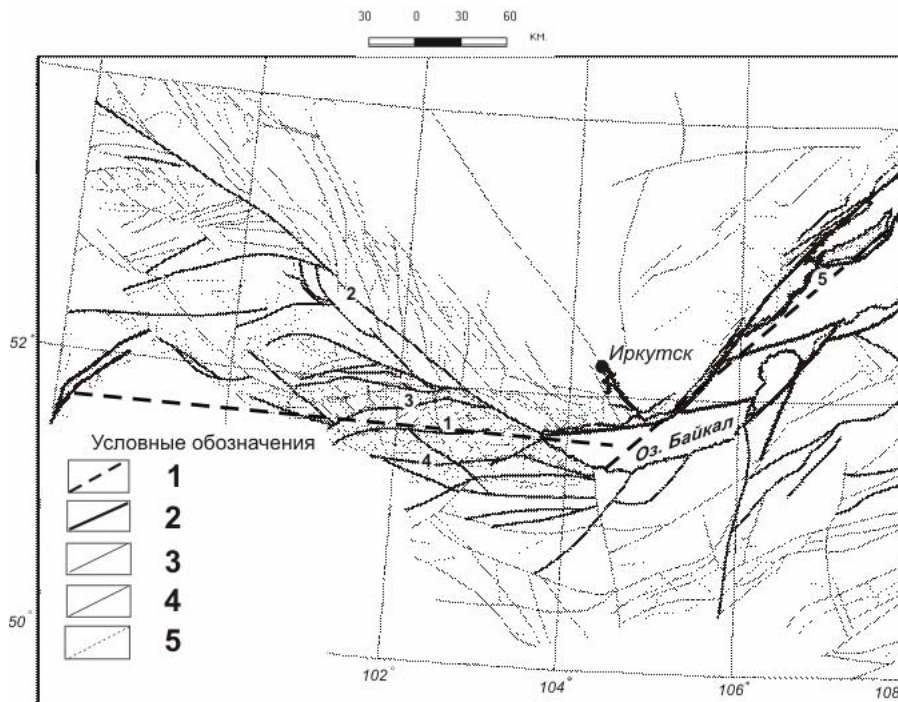


Рис.1. Схема современных активных разломов ЮЗ Прибайкалья по количественному индексу сейсмичности. 1 – ось зоны современной деструкции литосферы с максимальными значениями индекса сейсмичности (Тункинский трансформный разлом); 2 – наиболее активные разломы, индексы сейсмичности  $>1.0$ ; 3 – активные разломы, индексы сейсмичности  $0.1-0.99$ ; 4 – слабо активные разломы, индексы сейсмичности  $\leq 0.09$ ; 5 – разломы, не принятые во внимание при расчетах.

Цифрами обозначены: 1 – Тункинский трансформный разлом, с которым совпадает ось зоны современной деструкции литосферы; 2 – Главный Саянский разлом; 3 – Северо-Тункинский разлом; 4 – Южно-Тункинский разлом; 5 – фрагмент Обручевского сброса.

На примере Байкальской рифтовой системы (БРС) – одной из наиболее сейсмически активных и в то же время социально значимых территорий России – выделена зона современной деструкции литосферы, показана приуроченность очагов сильных землетрясений к ее оси и их маятниковая миграция вдоль нее во времени.

Соподчиненность сейсмических событий иерархической структуре разломной сети и их пространственно-временные вариации в деталях рассмотрены на примере ЮЗ фланга БРС. На рисунке дана схема современной активности разломов ЮЗ фланга БРС по количественному индексу сейсмичности. Замечено: чем выше количественный индекс сейсмичности разломов, тем ближе к стержневой структуре зоны современной деструкции литосферы они располагаются. Составлена и проанализирована схема современной активности разломов по энергетическому индексу сейсмичности. Она позволяет классифицировать сейсмоактивные разломы по степени сейсмической опасности, что наиболее практически значимо.

Сейсмические события происходят в областях динамического влияния сейсмоактивных разломов и характеризуются пространственно-временной маятниковой миграцией эпицентров в границах этих областей. Сейсмический процесс в сейсмической зоне определяется поведением ансамбля разноранговых сейсмоактивных разломов, в областях динамического влияния которых происходят конкретные сейсмические события. Пространственно-временные закономерности активизации ансамблей разломных структур в зонах современной деструкции литосферы оцениваются по количественным и качественным индексам сейсмичности разломов, формирующих зону деструкции. Закономерности их изменений по площади сейсмической зоны во времени и пространстве таят ключи к более сложным закономерностям сейсмического процесса и прогнозу его сильных событий.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 04-05-64348).

#### Список литературы

1. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин В.М. Активные разломы и сейсмоструктура северо-восточной Якутии. Якутск: Якутск. НЦ СО РАН, 1990. 148 с.
2. Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. М-б 1:8 млн. Объяснит. Записка / Под редакцией В.Г.Трифонов. М.:ГИН, 1987. 48 с.
3. Карта разломов юга Восточной Сибири. Масштаб 1:1500000. 1982. Отв. Ред. П.М. Хренов. Мингео СССР, Ленинград, 1988.
4. Леви К.Г. Неотектонические движения земной коры в сейсмоактивных зонах литосферы. Тектонофизический анализ. Новосибирск: «Наука» СО. 1991. 166 с.
5. Несмеянов С.А., Ларина Т.А., Латынина Л.А. и др. Выявление и прогноз опасных разрывных тектонических смещений при инженерных изысканиях для строительства // Инж. Геология, 1992. № 2. С.17-32.
6. Никонов А.А. Активные разломы: определение и проблемы выделения // Геоэкология, 1995. № 4. С.16-27.
7. Семинский К.Ж. Тектонофизические закономерности деструкции литосферы на примере Гималайской зоны сжатия // Тихоокеанская геология. 2001. Т.20. № 6. С.17-30.
8. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. Москва: Наука. 1993. 313 с.
9. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.
10. Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С.16-26.
11. Шерман С.И. Деструктивные зоны литосферы, их напряженное состояние и сейсмичность // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: РАН. МТК. 1996. С.157-158.
12. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования) Новосибирск. Наука. СО АН СССР. 1983. 110 с.
13. Шерман С.И., Демьянович В.М., Лысак С.В. Новые данные о современной деструкции литосферы в Байкальской рифтовой зоне // Доклады Академии наук. 2002. Т.387. № 4. С.533-536.

14. Active Faults in and around Japan: the distribution and the degree of activity // J.Natur.Disas.Sci., 1980, v.2, N 2. P.61-99.
15. Characteristics of active faults //Spec. Issue J. Struct. Geol., 1991, v. 13, N 2. 240 p.
16. Slemmons A.B. Paleoseismicity and fault segmentation //Proceed. 1-st National Workshop on paleoseismology. Rendiconti Soc.Geol. It., v.13. Roma, 1990. p.5-8.
17. Trifonov V.G. World map of active faults //Quarter. Internat.Spec. Issue. 1995, N 25. P.3-16.

## SEISMICITY INDICES OF ACTIVE FAULTS OF THE LITHOSPHERE AND THE PROBLEM OF EARTHQUAKE PREDICTION

**S.I. Sherman, V.A. Savitsky**

*Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Russia*

The challenge of seismic safety is becoming more and more important for the society and, thus, requires periodical reviewing of notions, updating research methods, and elaborating ways of practical application of results of geological and geophysical mapping. Faults are among the most widely considered phenomena in relation to seismic activity. Having evolved from the term of «alive faults», the notion of «active faults» was actively employed in scientific publication of the late 1970s [Active faults...,1980; Trifonov, 1985; Active fault map..., 1987; Imaev et al., 1990; Slemmons, 1990; Characteristics...,1991; Levi, 1991; Nesmeyanov et al.,1992; Nikonov, 1995; Trifonov, 1995].

Analyses of various faults, including those controlling seismic process, show that the faults are characterized by various ages of occurrence and reactivation and vary in recent rates of activity. Specific seismic events are dependent on many fault parameters, including length, displacement amplitude and others; however, these parameters are unable to have a prime role in the seismic process as a whole. Seismicity depends on how unstable is the equilibrium of the faulted and fractured lithosphere that may be disturbed by a wide spectrum of triggering mechanisms of endo- and exogenic nature. Seismic process is controlled by relative mobility of the whole set of active faults varying in ranks that are located in the given seismic belt or area.

In order to reveal regularities in the structural organization of the seismic process in seismic belts, the concept of fracturing zones of the lithosphere is applied. Such zones include faults of different ranks that display a variety of indices of recent activity [Sherman, 1996; Sherman et al., 2002]. The fracturing zones of the lithosphere are highest rank in relation to its general and other types of faults. The seismic process within the fracturing zone occurs irregularly both in space and time. Strong seismic events tend to migrate along the fracturing zone axis. Most of the weaker seismic events are concentrated inside or outside areas of dynamic influence of faults varying in ranks. It should be noted that numerous sets of geologically mapped faults may display no seismicity within the limits of the same seismic area. To reveal regularities in the complex and selective character of the recent seismic reactivation of faults of different ranks and ages, the faults are classified by quantitative and energy indices of seismicity. A similar index to assess rates of activity of faulting zones was employed by K.Zh.Seminsky [2001].

The quantitative seismicity index of a fault  $\xi_n$  ( $\text{km}^{-1}$ ) is a number seismic events  $n$  that rank in a certain energy class  $k$ , occurred in a fault length unit  $L$  (km), taking into account the width of the area of dynamic influence of the given fault  $M$  (km) for the given period of time  $t$  (years).

The energy seismicity index of a fault  $\xi_k$  is a class of a maximum event  $k_{\max(t)}$  as per a fault length unit  $L$  (km), taking into account the width of the area of dynamic influence of the given fault  $M$  (km) for the given period of time  $t$  (years).

The proposed seismicity indices provide characteristics of active faults and make it possible to classify the faults with respect to rates of their recent seismic activity. Based on the

indices, spatial and temporal variations in seismic activity of faults within seismic zones can be traced.

The proposed approach is applied to the Baikal rift system (BRS), one of the most seismically active and socially important zones in Russia. In the BRS, the zone of recent seismic activity of the lithosphere is identified; it is revealed that strong earthquake foci are confined to the axis of the zone; oscillation migration of earthquake in time along the given axis is described. As exemplified by the SW flank of the BRS, seismic events are dependent on the hierarchic pattern of the fault network; their temporal and special variations are described in detail. Considering the quantitative seismicity index, the recent activity of faults in the SW flank of the BRS is schematically represented in Figure 1. It is observed that the higher is the quantitative seismicity index of the faults, the closer the given faults are located in relation to the axial structure of the zone of the recent activity of the lithosphere. Considering the energy seismicity index, the scheme of the recent activity of faults is constructed and analyzed. By the proposed scheme, it is possible to classify seismically active faults by the rate of seismic danger, that is valuable for practical application.

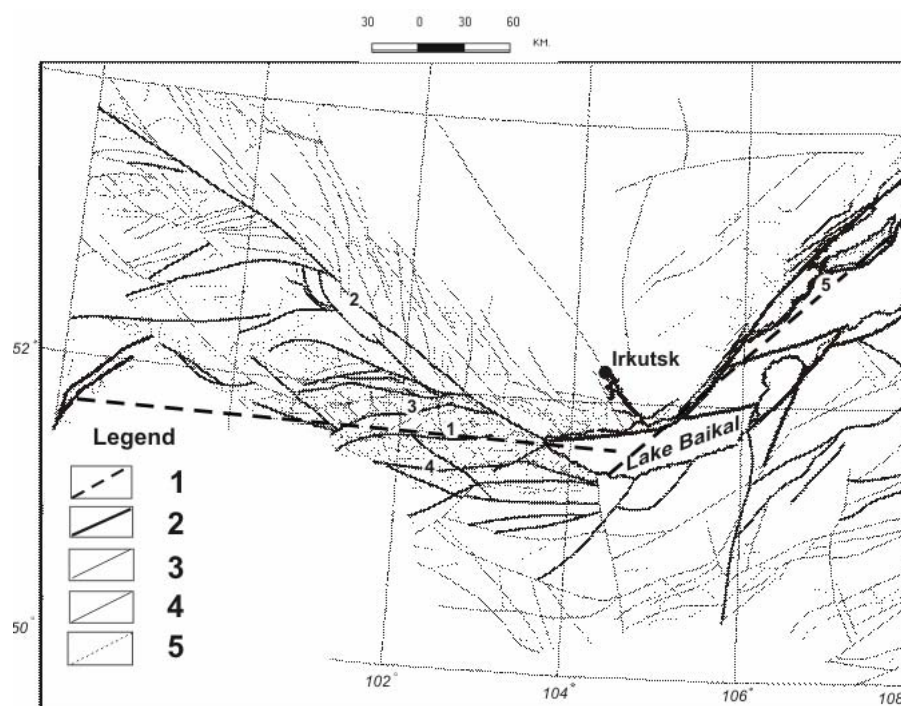


Figure 1. Scheme of recent active faults in the Pribaikalie, based on the proposed quantitative index of seismicity.

1 – zone of the recent fracturing in lithosphere with maximum values of the seismicity index (Tunka transform fault); 2 – most active faults, seismicity indices  $>1.0$ ; 3 – active faults, seismicity indices  $0.1-0.99$ ; 4 – low active faults, seismicity indices  $\leq 0.09$ ; 5 – faults not considered in calculations.

Numbers: 1 – Tunka transform fault that coincides with the axis of the recent lithosphere destruction zone; 2 – Major Sayan fault; 3 – North Tunka fault; 4 – South Tunka fault; 5 – a fragment of the Obruchev normal fault.

Seismic events occur within areas of dynamic influence of seismically active faults; they display spatial and temporal oscillation migration of epicenters within the limits of the given areas. In seismically active zones, seismicity is determined by the behavior of a set of seismically active faults varying in ranks. Spatial and temporal regularities in reactivation of sets of faults in the zones of recent fracturing of the lithosphere are revealed from the quantitative and energy indices of seismicity of faults comprising the fracturing zones. Within the seismic zone, these regularities may give ways to reveal more complex regular characteristics of seismicity that can be applicable for predicting strong earthquakes.

The research was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grant 04-05-64348).

## References

1. Imaev V.S., Imaeva L.P., Kozmin V.M. Active faults and seismotectonics of the north-eastern Yakutia. Yakutsk, Scientific Center, SB RAS, 1990. 148 p. (in Russian).
2. Active fault map of the USSR and adjacent territories. 1:8,000,000 scale. Exp. notice / Edit. V.G.Trifonov. Moscow: GIN, 1987. 48 p. (in Russian).
3. Fault map of the south of East Siberia. 1:1,500,000 scale. 1982. Edit. P.M.Khrenov. Mingeo SSSR, Leningrad, 1988 (in Russian).
4. Levi K.G. Neotectonic crustal movements in seismically active zones of the lithosphere. Tectonophysical analysis. Novosibirsk; Nauka, SO. 1991. 166 p. (in Russian).
5. Nesmeyanov S.A., Larina T.A., Latynina L.A et al. Identification and predication of hazardous tectonic rupture displacements in engineering prospecting for construction //Eng. Geology, 1992, 2. P.17-32 (in Russian).
6. Nikonov A.A. Active faults: notion and problems of identification // Geoekologia, 1995, 4, p.16-27 (in Russian).
7. Seminsky K.Zh. Tectonophysical regularities of the lithosphere destruction as exemplified by the Himalaya compression zone // The Pacific Ocean Geology, 2001, v.20, 6, p.17-30 (in Russian).
8. Sobolev G.A. Fundamentals of earthquake prediction. Moscow: Nauka, 1993, 313 p. (in Russian).
9. Sobolev G.A., Ponomarev A.V. Physics and forerunners of earthquakes. Moscow: Nauka, 2003, 270 p. (in Russian).
10. Trifonov V.G. Regularities of active fault development // Geotectonics, 1985, 2, p.16-26 (in Russian).
11. Sherman S.I. Destructive zones of the lithosphere, their state of stresses and seismicity // Neotectonics and recent geodynamics of continents and oceans. Moscow: RAS, MTK, 1996, p. 157-158 (in Russian).
12. Sherman S.I., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu. Areas of dynamic influence of faults (modeling results). Novosibirsk: Nauka, SB, the USSR Acad. Sci., 1983,110 p. (in Russian).
13. Sherman S.I., Demianovich V.M., Lysak S.V. New data on the recent destruction of the lithosphere in the Baikal rift zone // Doklady Akademii Nauk, 2002, v. 387, No. 4, p. 533-536 (in Russian).
14. Active Faults in and around Japan: the distribution and the degree of activity //J.Natur.Disas.Sci., 1980, v.2, No. 2, p. 61-99.
15. Characteristics of active faults //Spec. Issue J. Struct. Geol., 1991, v/ 13, N 2. 240 p.
16. Slemmons A.B. Paleoseismicity and fault segmentation // Proceed. 1<sup>st</sup> National Workshop on Paleoseismology. Rendiconti Soc.Geol. It., v.13. Roma, 1990, p. 5-8.
17. Trifonov V.G. World map of active faults //Quarter. Internat.Spec. Issue. 1995, No. 25, p. 3-16.

## ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАТУХАНИЯ ВЫСОКОЧАСТОТНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В РЕГИОНЕ КИНКИ, ЯПОНИИ (ЗОНА СУБДУКЦИИ ПЛИТЫ ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ)

А.Г. Петухин, Т. Кагава

Исследование затухания сейсмических волн – важная задача проблемы прогноза сильных движений грунта, одновременно это дает дополнительные представления о физических свойствах среды. Petukhin e.a., 2003, исследовали распределение параметра  $Q$  (параметра, контролирующего сейсмическое затухание) в высокочастотном (ВЧ) диапазоне в регионе Кинки. Исследуемый регион и положение зоны субдукции показаны на рис.1. Рис.2 отображает результаты работы [Petukhin e.a., 2003]. В общих чертах оценка параметра  $Q_{total}$ , который включает эффекты как поглощения так и рассеяния, согласуется с оценками других работ за одним исключением: величина параметра  $Q$  для нижней коры чрезвычайно низка:  $Q_{total} \sim 20f^{0.9}$ .

Чтобы объяснить этот результат, на рис.3 мы собрали наблюдения, связанные с затуханием и присущие исследуемому региону. Они включают: (1) сейсмогенную верхнюю кору; (2) асейсмичную нижнюю кору; (3) обнаруженную глубоким сейсмопрофилерованием рефлективную нижнюю кору (РНК); (4) пояс глубокого низкочастотного шума (НЧШ), простирающийся параллельно зоне субдукции; (5) несколько глубоких (на глубине Мохо) низкочастотных землетрясений (НЧЗ) наблюдаемых вдали от вулканов; (6) явления дегидратации и/или частичного плавления на глубине 30-50 км, которые были использованы в [Katsumata and Kamaya, 2003] для объяснения явлений НЧШ и НЧЗ. Анализ рис.3 показывает, что аномально низкие величины параметра  $Q$  в нижней коре могут быть объяснены двумя механизмами: (1) сильное внутреннее поглощение (низкое значение параметра  $Q_{in}$ ) из-за присутствия жидкой фазы в нижней коре, которая проявляется в явлениях НЧШ и НЧЗ; (2) высокое затухание за счет рассеяния (низкое значение параметра  $Q_{sc}$ ) на неоднородностях нижней коры, проявляющихся как РНК. Чтобы выяснить, какой из этих двух механизмов преобладает, полезно проанализировать ВЧ огибающие: в первом случае огибающие должны иметь форму импульса с короткой длительностью и низкой кодой, во втором случае рассеянная часть должна преобладать и увеличивать длительность соответственно.

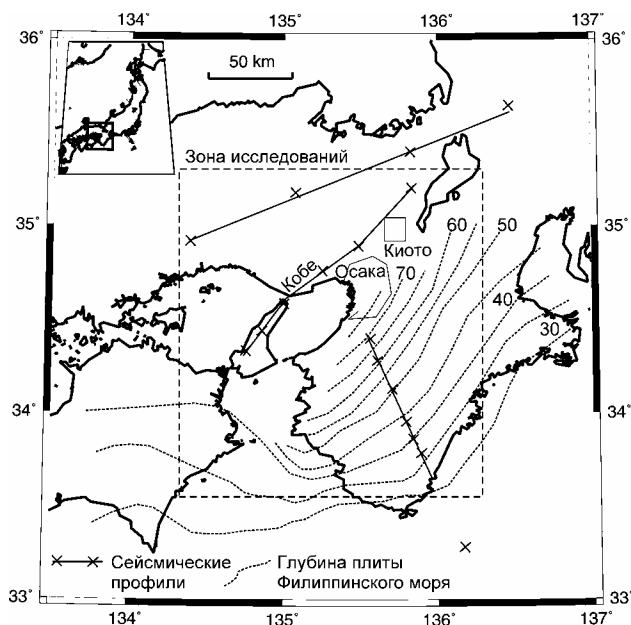


Рис.1. Карта зоны исследований

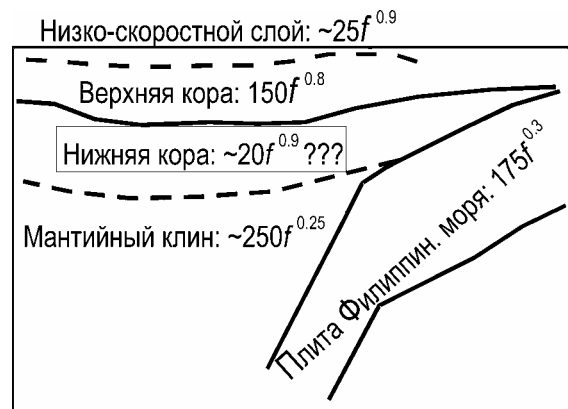
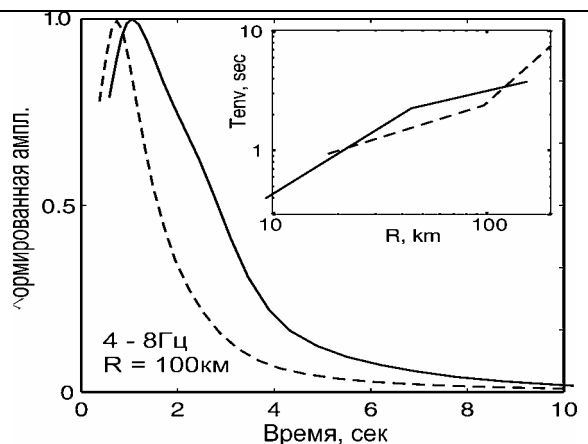
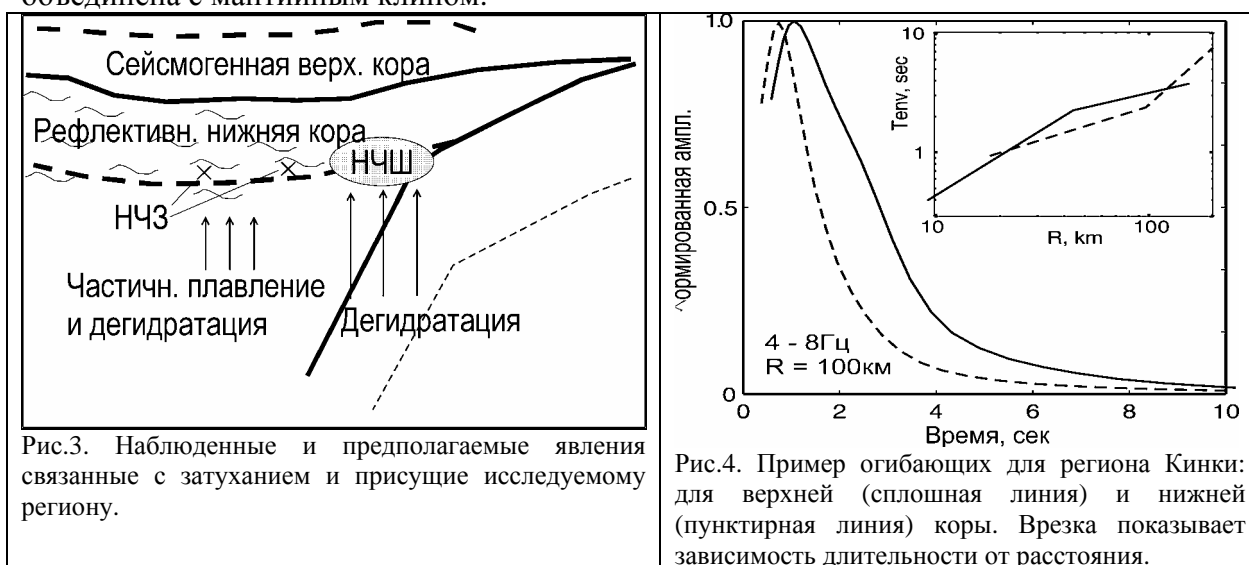


Рис.2. Результаты инверсии параметра  $Q$  из работы [Petukhin e.a., 2003]

Огибающие в регионе Кинки были исследованы в [Petukhin e.a., 2004]; рис.4 отображает результат. ВЧ огибающие записей слабых землетрясений показаны для 2-х случаев: для мелкофокусных землетрясений, 0-17км, лучи от которых покрывают главным образом верхнюю кору, и для глубоких землетрясений, 17-35км, лучи от которых покрывают как верхнюю, так и нижнюю кору. Результат на рис.4 показывает, что первый механизм затухания, имеющий низкие значения параметра  $Q_{in}$ , более адекватен для нижней коры.

Можно предположить, что низкие значения  $Q_{total}$  в нижней коре объясняются частичным плавлением либо присутствием флюидов. Более того, т.к. объем, покрытый сейсмическими лучами в нижней коре во много раз больше наблюдаемой зоны распространения НЧШ и НЧЗ, жидкая фаза должна широко присутствовать в нижней коре. На основе всех приведенных результатов предлагается модель ВЧ сейсмического затухания для региона Кинки (см. таблицу ниже). Чтобы обеспечить значимость модели, нижняя кора объединена с мантийным клином.



Модель для параметра  $Q$  в регионе Кинки.

Верхняя кора	Нижняя кора + мантийный клин	Плита Филиппинского моря	Поверхностный низкоскоростной слой
$Q_{total} = 150f^{0.8}$ $Q_{sc} = 480f$ $Q_{in} = 220f^{0.7}$	$Q_{total} = 70f^{0.6}$ $Q_{sc} \sim 300f$ $Q_{in} \sim 90f^{0.5}$	$Q_{total} \sim 175f^{0.3}$	$Q_{total} \sim 25f^{0.9}$

### Список литературы

1. Katsumata A., N. Kamaya, 2003, Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan, Geophys.Res.Lett., 30, NO.1.
2. Petukhin A., K.Irikura, T.Kagawa, S.Ohmi, 2003, Estimation of Q-Value in Kinki Region, Japan, by Elimination of Elastic Attenuation Effect Using Ray Theory Approximation in 3-D Velocity Model. XXIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics. Abstracts, SS04a/09P/D-040, B.503.
3. Petukhin A., M.Tsurugi, T.Kagawa, and K.Irikura, 2004, Study of Average Envelopes of Small Earthquakes II: Systematic Analysis in the Area of the Tonankai - Nankai Earthquakes. 2004 Joint Meeting of Earth and Planetary Science, Chiba, Japan, S046-015.



## HF SEISMIC ATTENUATION IN KINKI REGION, JAPAN (PHILIPPINE SEA SUBDUCTION ZONE)

Anatoly Petukhin, Takao Kagawa

Geo-Research Institute, 4-3-2 Itachibori, Nishi, Osaka, 550-0012, Japan

Seismic attenuation is important for predictions of strong earthquake ground motions, and also it gives additional constraints on the physical properties of deep medium. In (Petukhin et al., 2003) the high-frequency (HF)  $Q$ -value, parameter of seismic attenuation was studied in Kinki region. In that work effect of geometrical spreading, which is necessary to remove before inversion for  $Q$ -value, was calculated numerically using realistic 3D velocity model and ray approximation. Studied area and slab location are shown in Figure 1. Figure 2 shows results for  $Q$ -value of Petukhin et al., 2003. Generally, estimated «total»  $Q$ -values agree well with results of other studies and with common expectations based on the tectonic structure, except of one striking result:  $Q$ -value for the lower crust become extremely low,  $Q_{total} \sim 20f^{0.9}$ .

To interpret this result, in Figure 3 we compiled phenomena, related to attenuation, that were observed in studied region. They are: (1) seismogenic upper crust, depth 0-17km; (2) aseismic lower crust; (3) reflective lower crust (RLC) in depth range 17-35km revealed by the deep seismic exploration studies in studied region; (4) belt-like zone of the deep low-frequency tremor generation (LFT), parallel to the slab, which was observed using high-sensitivity borehole Hi-net stations; (5) a few deep low-frequency earthquakes, LFE (near Moho boundary) were observed in central part of Kinki region, far from volcanic centers; (6) in (Katsumata and Kamaya, 2003) generation of the LFT and LFE is explained by the presence of liquid phase in the crust near/above Moho boundary, which in turn can be explained by dehydration and/or partial melting in depth range 30-50km. Analysis of Figure 3 shows, that anomalously low  $Q$ -value in lower crust can be explained by two processes: (1) high intrinsic attenuation (low  $Q_{in}$  value) due to presence of fluids in the lower crust, which are indicated by the LFE and LFT phenomena; (2) high scattering attenuation (low  $Q_{sc}$  value) due to scattering on the lower crust heterogeneities, indicated by the RLC. To separate these two cases it is useful to analyze HF envelopes: in first case envelopes should have pulse-like shape with short duration and low coda, in second case envelopes should have intensive scattered part and long duration respectively.

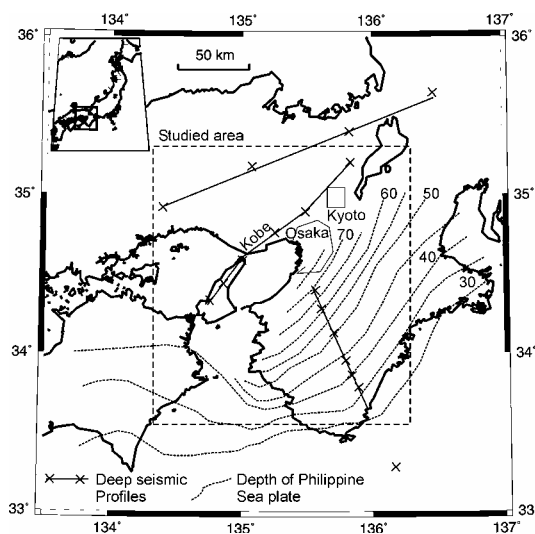


Figure 1. Map of the studied region.

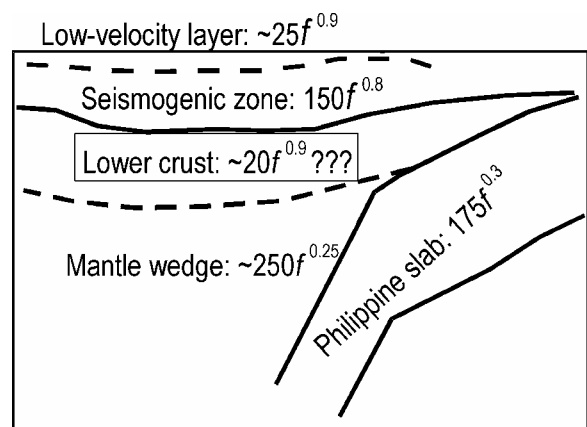


Figure 2. Results of inversion for  $Q$ -structure of Petukhin et al., 2003.

Envelopes for Kinki region were analyzed by Petukhin et al., 2004; Figure 4 shows the results. HF average envelopes of records of small earthquakes are shown for two cases: for shallow earthquakes with rays covering mostly upper crust and for deep earthquakes with rays covering upper and lower crust both. The results indicate that the first case of low  $Q_{in}$  value is valid for lower crust. To confirm this conclusion, in Figure 4 also shown envelope (dotted line) that was calculated from the envelope for upper crust but assuming low  $Q_{in}$  value, similar to the value of  $Q_{total}$  for lower crust. The result shows that assuming low value of  $Q_{in}$  it is possible to remove most of the difference between envelopes.

We conclude that  $Q_{total}$  value in lower crust could be low due to the partial melting or presence of fluids. Moreover, because the volume covered by rays in the lower crust is much larger than LFT and LFE zones, this phenomenon should be widely spread in the lower crust. We should mention that LFT is property of thin Philippine Sea plate subduction and was not observed in thick Pacific plate subduction zone (Obara, 2002). Based on all these results we propose a model of the HF seismic attenuation in Kinki Region (see Table below). In this model lower crust and mantle wedge are combined into one block to ensure significance of the model.

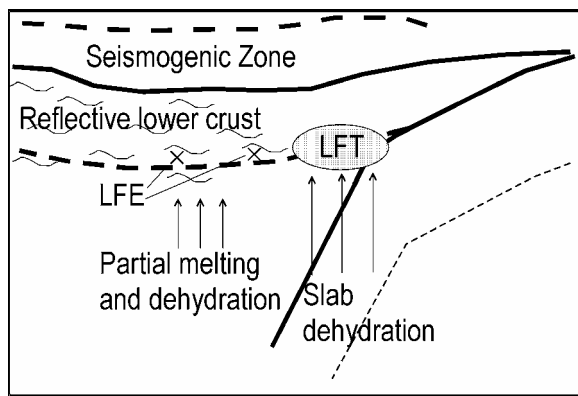


Figure 3. Compilation of observed or supposed phenomena, related to the attenuation.

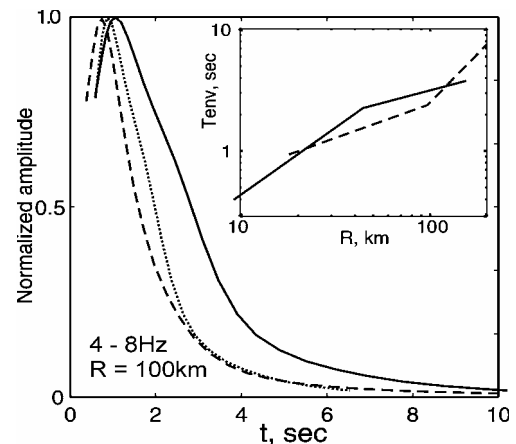


Figure 4. Examples of average envelopes for Kinki region: upper crust (solid line) and lower crust (broken line). Inset shows dependence of duration vs. distance.

$Q$ -value model for Kinki region.

Upper Crust	Lower Crust + Mantle Wedge	Philippine slab	Low-Velocity Layer
$Q_{total} = 150f^{0.8}$	$Q_{total} = 70f^{0.6}$	$Q_{total} \sim 175f^{0.3}$	$Q_{total} \sim 25f^{0.9}$
$Q_{sc} = 480f$	$Q_{sc} \sim 300f$		
$Q_{in} = 220f^{0.7}$	$Q_{in} \sim 90f^{0.5}$		

## References

1. Katsumata A., N. Kamaya, 2003, Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan, *Geophys.Res.Lett.*, 30, NO.1.
2. Obara K., 2002, Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, 296, 1679-1681.
3. Petukhin A., K.Irikura, T.Kagawa, S.Ohmi, 2003, Estimation of Q-Value in Kinki Region, Japan, by Elimination of Elastic Attenuation Effect Using Ray Theory Approximation in 3-D Velocity Model. XXIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics. Abstracts, SS04a/09P/D-040, B.503.
4. Petukhin A., M.Tsurugi, T.Kagawa, and K.Irikura, 2004, Study of Average Envelopes of Small Earthquakes II: Systematic Analysis in the Area of the Tonankai - Nankai Earthquakes. 2004 Joint Meeting of Earth and Planetary Science, Chiba, Japan, S046-015.

## ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ НА ЮЖНОБАЙКАЛЬСКОМ ПРОГНОСТИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

Г.И. Татьков, Ц.А. Тубанов, А.Д. Базаров

*Геологический институт Сибирского Отделения РАН, Россия*

Сейсмические волны, проходящие через очаговую область и ее окрестности, несут информацию о происходящих изменениях параметров деформируемой среды и ее напряженного состояния. Построение рядов наблюдений, таких, как времена вступления волн и их отношения, разность времен вступления волн, динамических характеристик волн (амплитуд, параметров поляризации, углов выхода) и др., определяемых напряженно-деформированным состоянием среды, позволяет осуществлять постоянный контроль за реологическими свойствами среды.

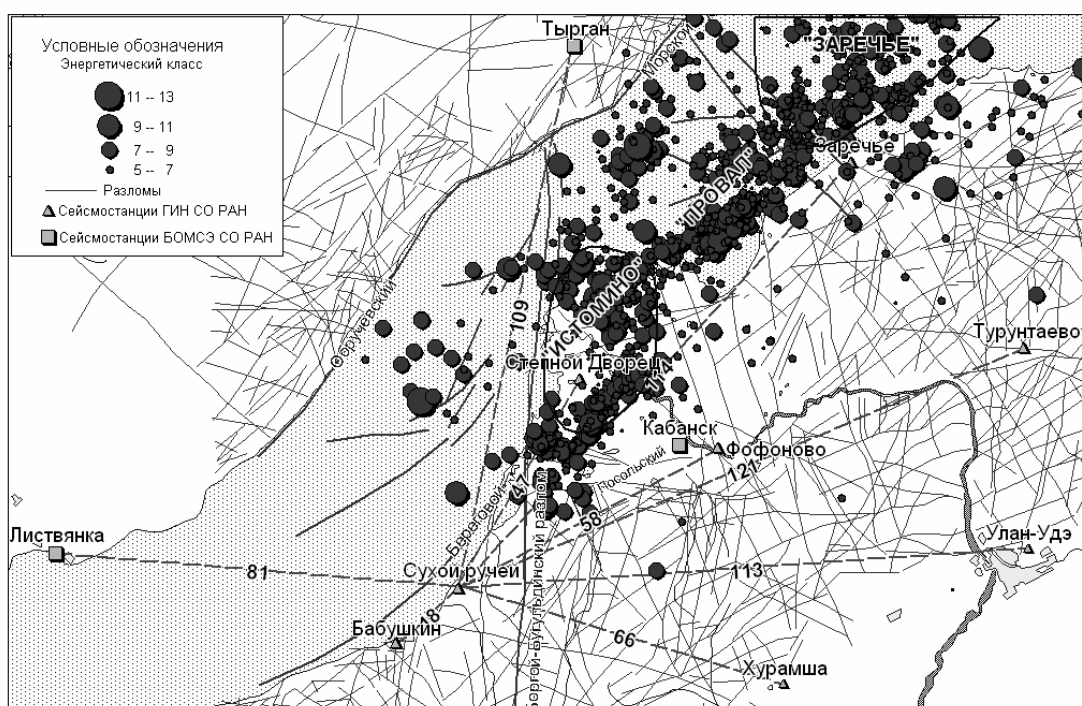


Рис.1. Схема Южнобайкальского вибросейсмического полигона и сейсмичность за 2001-2003 гг. по данным локальных сеймонаблюдений

В Сибирском отделении РАН совместными усилиями ИГФ, ИВМиГ, ГС, ГИН проводятся исследования по развитию методов активной сейсмологии, в частности, созданию метода вибросейсмического мониторинга сейсмоопасных зон. В отличие от взрывных источников, имеющих дополнительные ограничения по экологическим воздействиям, мощные низкочастотные вибрационные источники типа ЦВО-100 характеризуются высокой стабильностью параметров излучаемых ими сейсмических волн, которая обеспечивается компьютерными системами управления. Возможности вибрационных сейсмических источников позволяют реализовать методы мониторинга свип-сигналом в диапазоне 6.5-19 Гц и монохроматического излучения для обнаружения малых изменений характеристик среды.

Для экспериментальных исследований вариаций параметров деформируемой среды на Южнобайкальском полигоне после произошедших сильных местных землетрясений 1999 года выполнена расконсервация и модернизация мощного вибросейсмического источника ЦВО-100, расположенного в окрестностях г.Бабушкин (станция «Сухой ручей»). На виброисточнике установлены компьютерные системы управления, кварцевые

высокостабильные задающие генераторы и спутниковая система точного времени. Монтаж новой системы управления улучшил синхронизацию систем излучения и регистрации и повысил стабильность излучения.

С учетом неотектонического строения и местоположения стационарного низкочастотного вибратора создана локальная сеть наблюдений из 8-ми стационаров, удаленных на 58-256 км от источника и оснащенных стандартными сейсмическими регистраторами «Байкал» и «Геон». Кроме станций локальной сети для мониторинга используются и региональные сейсмологические станции Прибайкалья. Общая площадь, охваченная вибросейсмическим мониторингом, превышает 20 000 кв. км, что позволяет реализовать технологию многовекторного мониторинга, контролирующего не только разные направления, но и разные объемы сейсмогенерирующей среды. Наибольший интерес представляют трассы, пересекающие основные зоны геодинамической активности Южнобайкальского прогностического полигона: «Вибратор-Листвянка» (Южнобайкальская сейсмогенерирующая зона); «Вибратор-Хурамша» (Оронгойская); «Вибратор-Заречье» (Селенгинская). Наблюдения на станциях «Тырган», «Фофоново», «Турунтаево» важны для мониторинга неоднократно активизировавшихся в процессе рифтогенеза Обручевского и Приморского сбросов, Боргой–Бугульдейского разлома сдвигового типа.

Экспериментами 2000-2003 гг. установлено, что вибратор ЦВО-100 на Южнобайкальском геодинамическом полигоне, как и однотипный источник в Быстровке, имеет летний и зимний тип стабильного излучения с переходными процессами между ними. В условиях нежесткого – «летнего» сцепления платформы вибратора со средой максимум спектра воздействия смещается в интервал кратных и полукратных гармоник. Для коррелограмм января–середины мая отмечается стабильная форма и соотношение между сейсмическими фазами. На переходных сейсмограммах мая-июня времена вступления группы продольных Р-волн (снятые по Z-компоненте) несколько увеличиваются, а времена вступления группы поперечных S-волн напротив, уменьшаются. Эти изменения времен вступления сейсмических фаз могут быть обусловлены нестабильностью излучения источника в переходный период «зима-лето».

Для оценки геодинамической составляющей наблюдаемых аномалий скоростей продольных волн сопоставлены ряды вибросейсмических, сейсмологических и геомагнитных наблюдений. Оказалось, что общее нарастание времен вступлений по трассам «Вибратор-Турунтаево» и «Вибратор-Тырган» совпадает с повышением сейсмической эмиссии в Селенгинской сейсмогенерирующей зоне. Плавные изменения градиента магнитного поля между пунктами «Хурамша» и «Сухой ручей» хорошо коррелируются с вариациями времен вступлений продольных волн по этой же трассе.

На отдельных трассах, расположенных вдоль котловин оз. Байкал (ст.«Талая», «Листвянка»), зарегистрирована интенсивная прямая волна, проходящая через водную среду со средней скоростью 1500 м/с, что без специальных методов обработки затрудняет выделение Р<sub>g</sub> и S<sub>g</sub> волн. На станции «Заречье» необходимы эксперименты с сейсмическими антеннами из-за высокого уровня микросейсмических шумов.

Для дальнейшего выяснения особенностей пространственно-временных вариаций скоростных параметров следует продолжить регулярные вибросейсмические зондирования, развивать способы обработки экспериментальных данных, расширить набор измеряемых характеристик стационарного волнового поля.

## VIBROSEISMIC MONITORING ON SOUTH BAIKAL RESEARCH POLIGON

G.I. Tatkov, T.A. Tubanov, A.D. Bazarov

*Geological institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Russia*

The seismic waves which are taking place through seismic area and its vicinities carry the information on occurring changes of parameters of the deformable medium and its intense condition. Measurement of parameters, such arrival time of waves and their amplitudes, a difference arrival time of waves, dynamic characteristics of waves (amplitudes, parameters of polarization, corners of an output) etc., determined by tensely-deformed condition of medium, allows to carry out the constant control of rheology.

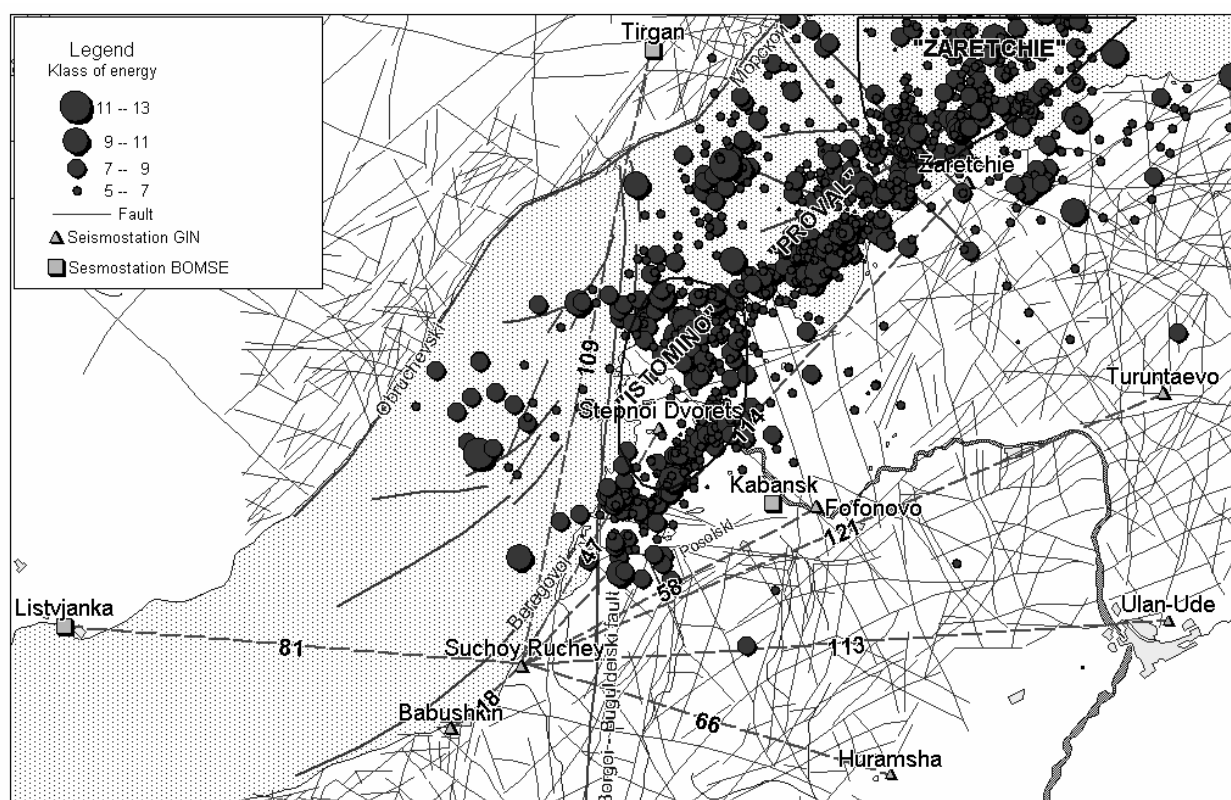


Fig. 1. South Baikal research vibroseismic polygon and seismicity for 2001-2003rr. according to local seismic network

In the Siberian branch of the Russian Academy of Science Institute of Geophysics, Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Geophysical Survey, Geological Institute carried out joint researches of development of methods of active seismology, in particular, the creation of a method vibroseismic monitoring of seismically active regions. Apart from explosive seismic sources having additional restrictions in ecological influences, powerful low-frequency vibrating sources such as CV-100 are characterized by high stability of parameters created seismic waves. High stability is provided by computer control systems. Opportunities of vibrating seismic sources allow to realize methods of monitoring by sweep in a range of 6-12 Hz and monochromatic radiation for detection of small changes of characteristics of medium.

For experimental researches of variation parameters of the deformable medium on range South Baikal vibroseismic polygon after the occurred strong earthquakes of 1999 new researches were resumed with powerful vibroseismic source CV-100 located in area near town Babushkin (station «Suchoy ruchey»). The computer control systems, quartz highly stable specifying generators and GPS of exact times are established on CV-100. Installation of a new control

system has improved synchronization of systems of radiation and registration and has increased the stability of radiation.

Local network of observations, including 8 stations, was created, taking into consideration neotectonic structures and sites of the stationary low-frequency vibrator. The seismic stations are distanced on 58-256 kms from CV-100 and equipped with standard seismic data-logger «Baikal» and «Geon». The regional seismological stations of Pribaikalye are used also in vibromonitoring. The common area covered by vibroseismic monitoring exceeds 20000 sq. km that allows to realize technology of the multivector monitoring which controls different directions and different volumes seismic mediums. The traces crossing the basic zones of geodynamic activity of South Baikal vibroseismic polygon: «Vibrator – Listvjanka» (South Baikal seismic area); «Vibrator – Hiramsha» (Orongoy's area); «The vibrator - Zarechie» (Selenga area) are the most interesting for researches. Observation at stations «Tirgan», «Fofonovo», «Turuntaevo» are important for monitoring Obruchev and Primorskiy border faultes, Borgoy- Buguldeyka slip which repeatedly becoming more active in rift process.

By experiments of 2000-2003 it was established, that vibrator CV-100 on South Baikal geodynamic polygon, as well as the same source in Bistrovka, has summer and winter, intermediate types of stable radiation. In conditions nonrigid summer coupling of a platform of the vibrator with medium, the maximum of a spectrum of influence is displaced in an interval multiple and fold harmonics. For convolutions of January - middle May the stable form and a parity between seismic phases is marked. On intermediate seismogram of May - June arrival time of group longitudinal P - waves (Z-component) increase a little, and arrival time of group of cross-section S-waves, vice versa decrease. These changes arrival times of seismic phases can be caused by instability of radiation of a source in a intermediate period «winter – summer».

The vibroseismic, seismological and geomagnetic results were compared for an estimation of a geodynamic component of observable velocity anomalies of longitudinal waves. It turned out that the increasing trend of times of introductions on lines «Vibrator – Turuntaevo» and «Vibrator – Tirgan» coincides with increasing of seismic issue in Selenga seismic area. Smooth changes of a gradient of a magnetic field between points «Hurumsha» and «Suchoy ruchey» are well correlated with variations of times of introductions of longitudinal waves on same line.

On the separate lines located along basins of lake Baikal (the points «Talaja», «Listvjanka»), register the intensive direct wave which is taking place through the water medium with average velocity of 1500 km/s, that causes some difficulties in allocation Pg and Sg waves without special methods of processing. At station «Zarechie» experiments with seismic array are necessary, because of a high level of microseismic noise

For the further finding-out of existential variations features of high-velocity parameters it is necessary to continue regular vibroseismic sounding, to develop ways of processing of experimental data, to expand a set of measured characteristics of a stationary wave field.

## **О ВОЛНОВОЙ ПРИРОДЕ СЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ: РЕЗОНАНСНАЯ МОДЕЛЬ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОКА АЗИИ)**

**А.А. Коковкин**

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия*

Волновая природа наблюдаемых сейсмодислокаций, по-видимому, не должна вызывать особого сомнения. Она является таковой по определению, поскольку данные дислокации выражают характер проявления на земной поверхности волнового сейсмического процесса. Но из этого следует, что и само формирование этих дислокаций должно подчиняться закономерностям данных (волновых) процессов. Во всех открытых, необратимо развивающихся системах волновые процессы получили весьма широкое

распространение. Условия и формы их проявления достаточно многообразны. Это, соответственно, крайне затрудняет дать им общее и при этом непротиворечивое определение. Целесообразно в этой связи привести высказывание Дж. Уизема из книги «Линейные и нелинейные волны» [1977]: «...чтобы охватить весь диапазон волновых процессов, предпочтительнее руководствоваться интуитивным представлением о волне как о любом различимом сигнале, передающемся от одной части среды к другой с некоторой определенной скоростью. Такой сигнал может быть возмущением любого вида, например, максимумом какой-то величины или резким ее изменением при условии, что это возмущение четко выделено».

В рамках синергетической модели все процессы в земной коре, протекающие в циклическом, пульсационном, колебательном режиме, могут быть представлены как взаимосвязанная, иерархически организованная волновая совокупность. Для длительно развивающихся геологических систем земной коры выражением волнового характера их структурирования является, в частности, синхронность и взаимосвязь рифтогенных и орогенных систем, полярных по своему конечному морфоструктурному выражению. Это, в частности, весьма ярко проявилось на востоке Азии для этапа позднего мезозоя – кайнозоя [А.А. Коковкин, 2003, 2004]. Сейсмический процесс, вызванный воздействием на открытую систему литосферы локального энергетического источника-эпицентра землетрясения, реализуется в ее медленно эволюционирующей системе геологически мгновенно, в сопровождении весьма разнообразных по морфологии и интенсивности дислокаций.

В открытых самоорганизующихся системах, относительно хорошо изученных в термодинамике, акустике, аэро- и гидродинамике, развитие волновых процессов осуществляется по нелинейным законам. Одним из характерных проявлений нелинейности являются режимы «с обострением», которые формируются в условиях резкого нарастания флуктуаций параметров-регуляторов системы (температура, концентрация, давление) под действием обратной связи между системой и внешней средой [И.Р. Пригожин и др., 1986, 2002; Е.Н. Князева, С.П. Курдюмов, 1994]. Наиболее ярким выражением данных режимов являются резонансные эффекты. «Явление резонанса состоит в резком возрастании амплитуды установившихся колебаний, которое имеет место при приближении частоты  $\omega$  внешнего гармонического воздействия к частоте  $\omega_1$  одного из собственных колебаний данной колебательной системы» (Физ. Энцикл. Словарь, МСЭ, 1965, т.4, с.395.).

Хорошо выраженная на земной поверхности «бегущая» сейсмическая волна, как следует из многочисленных источников, сопровождает любое достаточно крупное сейсмическое событие природного и техногенного характера. Особенно это заметно на равнинных территориях, в условиях относительно однородной горизонтально-слоистой среды, в частности, в рифтогенных структурах, выполненных рыхлыми обводненными осадками. Так, это явление сопровождало Гоби-Алтайское землетрясение 1957 года и взрыв на точке ГСЗ в Чу-Сарысуйской впадине (1973г.). Представляется, что именно резонанс поверхностной сейсмической волны и приводит к появлению значительной части наблюдаемых сейсмодислокаций. Условия движения волны в неоднородной среде на контрастной границе раздела «земля-воздух» исключительно благоприятствуют развитию резонансных явлений. Упомянутая граница уже сама по себе предполагает резкое увеличение на ней амплитуды сейсмической волны. Отличительной особенностью резонансных сейсмодислокаций должен являться их «бескорневой» характер и регулярность (с поправкой на нелинейность процесса). Регулярность таких дислокаций можно, в частности, наблюдать по материалам, иллюстрирующим характер разрушений при катастрофических землетрясениях в Спитаке и Нефтегорске.

Частным примером «бескорневых» сейсмодислокаций (флексуры в сочетании с вертикальным разрывом, со смещением до 1.2 м), служат дислокации, выявленные автором в 2003 году в верхних слоях плейстоценовых и голоценовых осадков на юго-западном борту Хабаровско-Хехцирской системы инверсионных поднятий [А.А.

Коковкин и др., 2004]. На пункте наблюдения Кругосветка для этих дислокаций намечается регулярность с расстоянием между ними 15-20 м. По ряду признаков данные дислокации могут быть связаны с землетрясением 1888 года [И. Мушкетов и А. Орлов, 1893]. Другой тип «бескорневых» дислокаций (трещины мощностью до 1 м, выклинивающиеся с глубиной) наблюдались в осадках плиоцена на южном фланге той же системы поднятий в районе с. Осиновая Речка. Здесь они заполнены отложениями культурного слоя раннего неолита, по которому имеются радиоуглеродные датировки в 12500-9890 лет [И.Я. Шевкомуд. и др., 2001]. Для Гоби-Алтайского землетрясения 1957 года описаны аналогичные трещины в рыхлых осадках (при мощности до 4-8 м они имеют глубину всего 3-4 м), также волновые (положительные по форме) дислокации [Солоненко В.П. и др., 1960]. В последнем случае определение вполне соответствует природе явления, хотя авторы вложили в него лишь структурно-морфологический смысл.

Геологически мгновенно формирующиеся сейсмодислокации развиваются на востоке Азии в условиях линеаментно-блоковой неоднородности коры, на фоне «медленного» волнового взаимодействия действующих в ее верхней части рифтогенных и орогенных систем. Структурирующие эти системы зоны глубинных разломов развиваются по модели автора [А.А. Коковкин, 2003, 2004] в режиме знакопеременного сдвига. Именно это обеспечивает рифтогенным и орогенным структурам высокий уровень пространственно-временной устойчивости. Наиболее крупные зоны активных глубинных разломов (Становая, Хинганская, Танлу-Курская, Намурхэ), контролирующие перемещения литосферных блоков и положение эпицентров землетрясений, отличается здесь значительная (до 100км и более) мощность и высокая степень обводненности, что определяет специфику их влияния на ход сейсмического процесса. Сейсмические волны вызывают в этих разломах напряжения с дислокациями, значительно более масштабными и более контрастными, чем во вмещающих их литосферных блоках. Это видно на примере известных палеосейсмодислокаций в зоне Хинганского и Танлу-Курского разломов [В.П. Солоненко и др., 1989]. В «несжимаемой» обводненной среде активных разломов резонирующая сейсмическая волна вызывает резкое нарастание напряжений сжатия, которые и сопровождаются соответствующими сейсмодислокациями. Г.Л. Пospelовым подобное этому явление было ранее [1973г.] обозначено как эффект «гидравлического клина».

## **ON THE WAVE NATURE OF SEISMODISLOCATIONS: RESONANCE MODEL (AS EXEMPLIFIED FROM EAST ASIA)**

**A.A. Kokovkin**  
*ITiG FEB RAS, Russia*

The wave nature of the seismodislocations observed, obviously, should not give rise to doubts of specific character. By definition it is as such, so far as these dislocations express the character of manifestation of the wave seismic process at the surface. But from this it follows that the formation of seismodislocations should obey the regularities of these wave processes. The wave processes are widespread greatly in all the open systems, which are irreversibly developing. The conditions, as well as the forms of their display, are sufficiently diverse. Correspondingly, this impedes extremely giving the common definition which is non-contradictory. In this connection, it is expedient to quote the G. Whitham's statement from the book «Linear and nonlinear waves» [1977]: «...to cover the entire range of the wave processes, it is more preferable to follow the intuitive concept on the wave as on a recognized signal, transmitted with a velocity from one part of the medium to another. Such a signal can be a disturbance of any type, for example, the maximum of a value or its sharp changes on condition that this disturbance is clearly distinguished».



Within the framework of the synergetic model all the processes occurring in the crust in the cyclic, pulsating and oscillatory regime, can be represented as the interrelated, hierarchically organized wave set. As for the permanently developing geological systems of the crust, the synchronism and interrelationship of the riftogenic and orogenic systems which are polar in terms of their final morphostructural manifestation, are considered as an expression of the wave character of their structuralization. In particular, for Late Mesozoic-Cenozoic, this was clearly displayed in East Asia [A.A. Kokovkin, 2003, 2004]. The seismic process, caused by the affect of local energy source- the earthquake epicenter on the open lithosphere system, is realized instantly in it slowly developing system in terms of geology, being accompanied by highly diverse dislocations from the viewpoint of morphology and intensity.

Development of the wave processes in the open self-organizing systems, which are relatively well-studied in thermodynamics, acoustics, aero- and hydrodynamics, obeys the nonlinear laws. Regimes «with exacerbation» formed under sharp increase of fluctuations of the regulative parameters of the system (temperature, concentration, pressure) due to feedback between the system and the environment are considered to be one of the characteristic nonlinearity manifestations [I.R. Prigozhin et al., 1986, 2002; E.N. Knyazeva, S.P. Kurdyumov, 1994]. The resonance effects are the most clearly expressed manifestations of these regimes. «The resonance effect is a sharp amplitude increase of the steady oscillations, taking place under approximation of the frequency  $\omega$  of the external harmonic effect to the frequency  $\omega_1$  of one of the natural oscillations of the oscillation system» (Phys. Encycl. Dictionary, MSE, 1965, V. 4, p.395.).

As follows from a great number of sources of information, a «running» seismic wave which is well-expressed at the surface accompanies a large enough natural or man-made seismic event. It is appreciably noticeable in the plain areas in the relatively homogeneous horizontally-layered medium, particularly, in the riftogenic structures formed by loose flooded deposits. So, this phenomenon accompanied the 1957, Gobi-Hinggan earthquake and explosion at the DSS observation point in the Chu-Sarysuiskaya depression (1973). It appears that it is just the surface seismic wave resonance which leads to the occurrence of the major number of seismodislocations observed. The conditions of wave motion in the non-homogeneous medium at the contrasting «surface-to-air» interface are exclusively favourable for development of the resonance phenomena. The interface mentioned suggests the sharp seismic wave amplitude increase. The «rootless» character and regularity (with correction for the nonlinear process) of the resonance seismodislocations should be considered as their specific peculiarity. Particularly, it is possible to observe regularity of such dislocations from the materials, which illustrate the character of destruction at Spitak and Neftegorsk catastrophic earthquakes.

The dislocations, revealed by the author in the upper layers of the Pleistocene and Holocene deposits at the southwestern edge of the Khabarovsk-Khekhtsir system of the inversion uplifts are considered as the private example of the «rootless» seismodislocations (the flexure in combination with the vertical fault, displacement being to 1.2 m), [A. A. Kokovkin et al., 2004]. The regularity is noted for these dislocations with 15-20 m distance at the Krugosvetka observation point. These dislocations can be related to the 1888 earthquake according to a range of indications [I. Mushketov and A. Orlov, 1893]. The «rootless» dislocations of the other type (fractures to 1 m thickness, pinching with depth) were observed in the Pliocene deposits in the southern edge of the same system of uplifts in the area of the Osinovaya Rechka settlement. Here they are filled with the Early Neolith deposits bearing traces of human civilization, for which the radiocarbon datings are available of 12500-9890 years [I.Ya. Shevkomud et al., 2001]. The analogous fractures occurring in the loose deposits (the thickness being to 4-8 m, while the depth being only 3-4 m) and the wave dislocations also, (which are positive by the form) are described for the 1957, Gobi-Altai earthquake [Solonenko V. P. et al., 1960]. In the last case, the definition quite corresponds to the nature of the phenomenon, though the authors put in only the structural-morphological sense in it.

Seismodislocations, being instantly formed in terms of geology have been developing in East Asia in the lineament-block inhomogeneity of the crust, at the background of the «slow»

wave interaction of the riftogenic and orogenic systems acting in its upper part. The deep-fault zones structuralizing these systems develop according to the author's model [A. A. Kokovkin, 2003, 2004] in the regime of reversed sense shear. It is just this factor which provides the high level of the spatial-temporal stability to the riftogenic and orogenic structures. The major active deep fault zones (the Stanovaya, Hinggan, Tan-Lu, Namurkhe), which control the lithosphere block displacement and earthquake epicenter locations, are distinguished for the significant thickness (to 100 and more km) and high degree of flooding, which determines specialization of their influence on the seismic process. Within these faults seismic waves cause stresses with dislocations, which are on a larger scale and more contrasting as compared to those in the enclosing lithospheric blocks. It is seen from the well-known paleoseismic dislocations in the Hinggan and Tan-Lu fault zones [V. P. Solonenko et al., 1989]. The resonant seismic wave causes a sharp compressional stress increase in the «non-compressible» flooded medium of the active faults. These stresses are accompanied by the corresponding dislocations. Earlier, [1973], the similar phenomenon has been identified by G. L. Pospelov as the effect of the «hydraulic wedge».

## **ЭФФЕКТИВНОСТЬ СИСТЕМЫ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НА КАМЧАТКЕ**

**В.Н. Чебров**

*Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия ГС РАН*

*Россия, 683006, г. Петропавловск-Камчатский, бульвар Пуйна, 9.*

*E-mail: chebr@emsd.iks.ru*

Эффективность сетей сейсмических станций это: энергетическая представительность регистрируемых землетрясений; погрешности при определении координат землетрясений; способность решать задачи мониторинга сейсмической и вулканической опасности территории полуострова Камчатка и Командорских островов.

Один из основных показателей эффективности сетей это контроль сейсмичности территории в условиях катастрофического землетрясения, когда выводятся из строя часть станций и каналы связи.

Приводятся сведения о состоянии системы сейсмологических наблюдений, сбора, обработки и представления данных в 2004 г.

Рассмотрена энергетическая представительность регистрируемых землетрясений на разных этапах развития наблюдательных сетей. На 2004 г. сети стационарных и радиотелеметрических станций обеспечивают регистрацию землетрясений с 9.0 энергетического класса по шкале С.А.Федотова от Северных Курильских островов до поселка Оссора (50<sup>0</sup> - 59<sup>0</sup> с.ш., 153<sup>0</sup> - 165<sup>0</sup> в.д.). Для Авачинского залива - с 7.5 класса. Для Авачинской группы вулканов - с 4.0 класса. Для Ключевской группы вулканов - с 5.0 - 6.0 класса. Это подтверждается графиками повторяемости землетрясений. Для исследования сейсмического режима территории большое значение имеет однородность данных. Однородный каталог (в смысле энергетической представительности) составляют наблюдения на 11 станциях. Представлены контуры надежной регистрации землетрясений для однородного каталога.

Для расчетов координат гипоцентров землетрясений на Камчатке с 1978 г. применяется программа Гусева А. А. Абсолютные ошибки для определений эпицентров камчатских землетрясений 10 км, для определений их глубины - 20 км. Ошибки относительного положения близких очагов землетрясений существенно меньше. Показаны средние относительные ошибки каталога камчатских землетрясений по глубине и эпицентру.

Служба срочных донесений организована в КОМСП в 1996-1997 гг. Это стало возможным после организации на приемных центрах радиотелеметрической сети сейсмических станций (РТСС) цифровой регистрации и обработки данных на персональных компьютерах. Сейчас службу срочных донесений в КОМСП несут сейсмическая станция «Петропавловск» и Петропавловский приемный центр РТСС. На серверах сбора данных РТСС внедрена программа автоматической оценки параметров происходящих землетрясений. Результаты оценок рассылаются по заданным адресам в автоматическом режиме по E-mail, а с 2004 г. также в виде SMS сообщений.

При возникновении сильного землетрясения у берегов Камчатки и возможной угрозе цунами тревогу объявляет сейсмическая станция «Петропавловск». Основная проблема службы предупреждения о цунами это морально и физически устаревшее специальное оборудование. Число сейсмических станций несущих службу цунами на Камчатке должно быть увеличено до 4-х. Дополнительно такие станции необходимо открыть в п. У-Камчатск, п. Никольское (о. Беринга), п. Тиличики. Это диктуется высокой цунами опасностью этих населенных пунктов и невозможностью своевременно довести сигнал тревоги цунами от станций «Петропавловск» до населения этих пунктов. В настоящее время эффективность службы предупреждения о цунами от близких сильных землетрясений на Камчатке не достаточна.

Контроль тектонической сейсмичности и сейсмичности на активных вулканах в оперативном режиме организован на базе сетей РТСС, данные которых доступны операторам приемных центров в реальном времени.

Эффективность контроля тектонической сейсмичности в оперативном режиме подтверждается результатами обработки афтершоков сильнейших землетрясений последних лет. Эффективность контроля вулканической активности показана на примере работы системы по обеспечению безопасности авиа полетов.

Рассмотрены вопросы обеспечения надежной работы системы сейсмологических наблюдений на Камчатке в условиях катастрофического землетрясения.

## EFFICIENCY OF SEISMOLOGICAL MONITORING IN KAMCHATKA

**V.N. Chebrov**

*Kamchatka Experimental-Methodical Seismological Department, Geophysical Survey of RAS, Russia 9, Piipa blvd., Petropavlovsk-Kamchatsky 683006 Russia. E-mail: chebr@emsd.iks.ru*

Efficiency of seismic station networks consists in energy representation of the earthquakes registered, errors when determining earthquake coordinates and possibility of solving monitoring problems of seismic and volcanic danger in the territory of Kamchatka peninsula and the Komandor Islands.

One of the basic showing of the network efficiency is control of the territory seismicity under conditions of disastrous earthquake when a part of stations and communication channels are disabled.

The information on seismological monitoring system condition as well as data collection, processing and presentation in 2004 are given here.

Energy representation of the earthquakes registered has been considered at different stages of development of monitoring networks. By 2004 stationary and radiotelemetric station networks ensure earthquake registration starting from 9.0 energetic class as per the scale by S.A.Fedotov from the North Kuril Islands to Ossora village (lat.50<sup>0</sup> - 59<sup>0</sup> N, long.153<sup>0</sup> - 165<sup>0</sup> E). For the Avacha bay registration starts from 7.5 class, for the Avacha group of volcanoes – from 4.0 class and for Klyuchevskoy volcanic group – from 5.0-6.0 class. This is confirmed by the schedule of earthquake recurrence. Data uniformity is of great importance for the territory seismic regime research. Monitoring data from 11 stations make up the uniform catalogue (in the

sense of energy representation). Contours of reliable registration of earthquakes are represented for the uniform catalogue.

For calculation of earthquake hypocenters in Kamchatka the program by A.A.Gusev is used beginning from 1978. Absolute errors for defining Kamchatka earthquake epicenters are 10 km and ones for defining their depth are 20 km. Comparative location errors for nearby earthquake focuses are considerably less. Average relative errors for depth and epicenters of Kamchatka earthquake catalogue are shown.

The urgent report survey was found in KEMSD in 1996-1997. It became possible after the data digital registration and processing in personal computers had been organized at receiving centres of the system of radiotelemetric seismic stations (RTSS). Now the seismic station Petropavlovsk and Petropavlovsky receiving centre RTSS perform urgent report survey in KEMSD. The program of automatic evaluation of occurred earthquake parameters has been introduced to the data collection servers of RTSS. Evaluation results are sent to the prescribed addresses automatically by E-mail and starting from 2004 as SMS messages.

When a violent earthquake takes place near Kamchatka shores and tsunami danger becomes probable the seismic station Petropavlovsk alerts. The main problem of tsunami notification survey is morally and physically outdated special equipment. The number of seismic stations performing tsunami alert survey in Kamchatka should be increased up to 4 ones. Additionally it is necessary to set up such stations in villages Ust-Kamchatsk, Nikolskoe (the Bering Island) and Tilichiki. Such necessity is conditioned by high tsunami danger in these settlements and Petropavlovsk station inability to inform their population about tsunami danger in proper time. By the time present the survey of tsunami alert from nearby violent earthquakes in Kamchatka is not quite efficient.

Control of tectonic seismicity and seismicity at active volcanoes is organized in on-line regime on the basis of RTSS networks the data of which are accessible to operators of receiving centers at real-time.

Efficiency of tectonic seismicity control in on-line regime is confirmed by the results of processing aftershock results from the strongest earthquakes of the last years. Efficiency of volcanic activity control is shown through the example of air flight security system functioning.

The issues of ensuring seismological monitoring system reliable functioning in Kamchatka under conditions of disastrous earthquake have been considered.

## **СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ОЧАГОВЫХ ЗОН СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

**А.И. Лутиков**

*Геофизическая служба РАН, Россия*

Каждое сильное землетрясение приводит к частичной разгрузке напряжений накопленных в данном месте сейсмоактивного района. При этом напряжения по абсолютной величине уменьшаются в районе очага очень сильного землетрясения ( $M_s \sim 8$ ) как максимум на 5-10 МПа (50-100 бар), а для более слабых ( $M_s \leq 6$ ) - всего на десятые или даже сотые МПа. Такие напряжения составляют первые проценты или даже десятые доли процента от существующих в земной коре. Однако, этого оказывается достаточным для того, чтобы следующее сильное землетрясение произошло в этом месте через десятки или даже сотни лет, так как скорость накопления напряжений, по имеющимся оценкам, не превышает 0.1 МПа/год [Соболев, 1993].

В этом плане выбор физически обоснованных сейсмологических параметров, по которым ведется систематический мониторинг сейсмической обстановки для выявления предвестников сильных землетрясений, опирается на предположение, что процесс накопления напряжений в ходе подготовки сильного землетрясения сопровождается

соответствующими характерными изменениями в сеймотектоническом деформационном процессе.

Введение понятия о сеймотектонической деформации основывается на представлении о том, что землетрясение есть результат высвобождения упругой деформации, накопленной вследствие медленных движений массивов земных недр, так что соответственно и землетрясению отвечает некоторый вклад в это движение. Для определения этого вклада используются параметры, характеризующие механизм и величину подвижки в очаге землетрясения [Юнга, 1990].

Математически величина скорости сеймотектонической деформации ( $\varepsilon_{ij}^*$ ) может быть представлена в виде [Юнга, 1990]:

$$\varepsilon_{ij}^* = 1/(\mu\Delta V\Delta T) \cdot \sum_{k=1}^{k=K} \langle \mathbf{m}_{ij} \rangle^{(k)} \mathbf{M}_0^{(k)} \cdot \mathbf{N}^{(k)} \quad (1)$$

Здесь  $\mu$  - модуль сдвига,  $\Delta V$  - вмещающий объем,  $\Delta T$  - интервал времени,  $\mathbf{M}_0^{(k)}$  - скалярный сейсмический момент землетрясений в объеме  $\Delta V$  за интервал времени  $\Delta T$  в  $k$ -том диапазоне магнитуд,  $\mathbf{N}^{(k)}$  - число землетрясений в  $k$ -том диапазоне магнитуд ( $k=1,2,\dots,K$ ),

$$\langle \mathbf{m}_{ij} \rangle^{(k)} = \langle (\mathbf{a}_i \mathbf{n}_j + \mathbf{a}_j \mathbf{n}_i)^{(k)} / 2\mathbf{D}^{(k)} \rangle \quad (2),$$

здесь  $\mathbf{a}$  - скачок смещений на выделенной поверхности отдельного разрыва,  $\mathbf{n}$  - вектор нормали к ней,  $\mathbf{D}$  - средняя подвижка по разрыву; угловые скобки означают осреднение по  $k$ -тому диапазону магнитуд.

Отметим, что тензор 2-го ранга  $\langle \mathbf{m}_{ij} \rangle^{(k)}$  имеет матрицу единичной интенсивности. Из формулы (1) следует, что скорость сеймотектонической деформации также является тензором 2-го ранга, выражаемым через сейсмический момент. Построим скалярный аналог выражения (1). Заметим при этом, что интенсивность ( $\kappa^{(k)}$ ) осредненной по ансамблю магнитуд  $k$ -того диапазона матрицы  $\langle \mathbf{m}_{ij} \rangle^{(k)}$  во всяком случае не превышает 1, поскольку при осреднении разнонаправленные подвижки по разрывам будут частично подавлять друг друга. Тогда в скалярном варианте формула (1) может быть переписана в виде

$$\varepsilon_{ij}^* = 1/(\mu\Delta V\Delta T) \cdot \sum_{k=1}^{k=K} \kappa^{(k)} \cdot \mathbf{M}_0^{(k)} \cdot \mathbf{N}^{(k)} \quad (3)$$

Параметр  $\kappa$  ( $0 \leq \kappa \leq 1$ ) получил название коэффициента или индекса упорядоченности, вообще говоря зависящего от магнитуды, и характеризует степень хаотичности сейсмического процесса [Юнга, 1990; Lutikov, 1999; Лутиков, 2002].

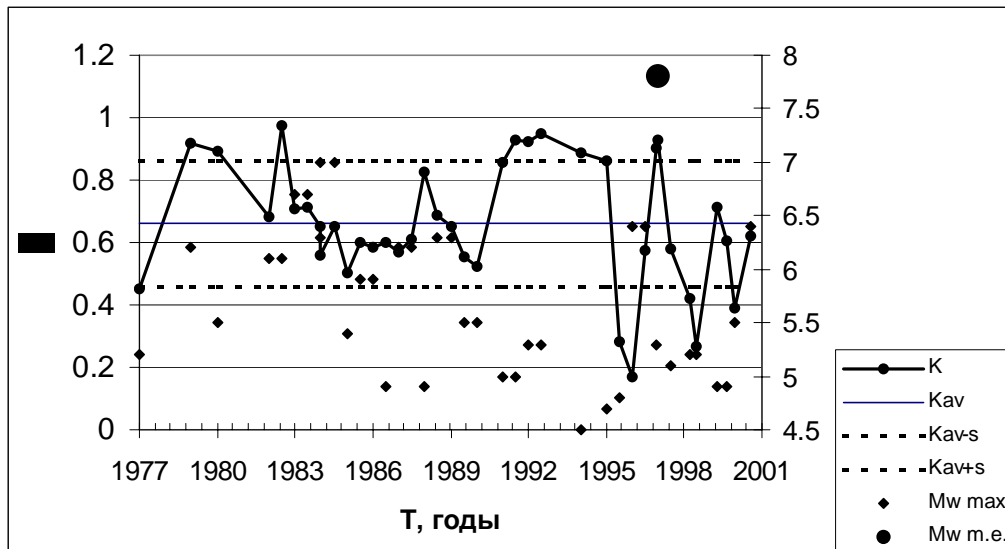
Математически индекс упорядоченности  $\kappa^{(k)}$  в  $k$ -том диапазоне магнитуд вводится как отношение нормы средней по выборке матрицы сейсмического момента  $\| \langle \mathbf{M}_{ij}^{(k)} \rangle \|$  к средней по этой выборке норме матриц сейсмического момента  $\langle \| \mathbf{M}_{ij}^{(k)} \| \rangle$ , то есть

$$\kappa^{(k)} = \| \langle \mathbf{M}_{ij}^{(k)} \rangle \| / \langle \| \mathbf{M}_{ij}^{(k)} \| \rangle \quad (4)$$

Входящие в формулу (3) параметры -  $\sum \mathbf{M}_0^{(k)}$  и  $\kappa$  - представляют самостоятельный интерес, поскольку характеризуют разные стороны сейсмического процесса.

Временные ряды суммарного скалярного сейсмического момента в очаговых зонах сильных землетрясений позволяют отслеживать по уровню фоновой сейсмичности стадии сейсмической активизации и сейсмического затишья, одного из важных сейсмологических предвестников сильных землетрясений [Соболев, 1993], и являются достаточно надежным инструментом выявления последнего [Lutikov, Kuchay, 1998].

В свою очередь, временные ряды индекса упорядоченности показывают закономерную смену фаз хаотизации и упорядочивания сейсмического процесса во времени, связанную с возникновением сильных землетрясений. Использование параметра  $\kappa$  для анализа сейсмической обстановки в областях подготовки сильных землетрясений отвечает гипотезе о детерминированном хаосе и самоорганизации тектонического процесса (в английской терминологии «Self-organized Criticality») [Turcotte, 1999].



Временной ход параметра  $\kappa$  в очаговой зоне Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 г.

Параметр  $\kappa$  был использован в ретроспективном анализе сейсмической обстановки областей подготовки ряда сильнейших землетрясений Земли последнего десятилетия - Шикотанского, 04.10.1994,  $M_w=8.3$ ; Кроноцкого, 05.12.1997,  $M_w=7.8$ ; Тайваньского, 20.09.1999,  $M_w=7.7$ ; землетрясения у побережья о. Новая Британия, 04.06.2000,  $M_w=7.9$ ; Перуанского, 23.06.2001,  $M_w=8.2$  [Lutikov, 2002], а также для текущего анализа сейсмической обстановки в 1999-2003 гг. в сейсмофокальной зоне Курильской островной дуги и Южной Камчатки. В качестве примера временной ход параметра  $\kappa$  в очаговой области Кроноцкого землетрясения показан на рисунке.

Практически во всех случаях сильное землетрясение возникает на фоне резкого возрастания параметра  $\kappa$ , которому предшествует его глубокий минимум. Таким образом, имеет смысл говорить о глобальном характере наблюдаемого явления.

Работа выполнена при поддержке фонда РФФИ, гранты 02-05-64433, 04-05-64826 и фундаментальной программы № 5 ОНЗ РАН.

#### Список литературы

1. Лутиков А.И. Элементы сейсмического режима Тянь-Шаня в терминах сейсмо-тектонической деформации // Материалы Всероссийской школы-семинара «Геоморфология гор и предгорий». Барнаул - Горно-Алтайск, 24-30 сентября 2002 г. С.172-179.
2. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 313 с.
3. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сеймотектонических деформаций. М.: Наука. 1990. 191 с.
4. Lutikov A., Kuchay M.S. Seismicity time variation in the areas of occurrence a number of strong earthquakes in the North Caucasus. //1998. Journal of earthquake prediction research. V.7, No.1, pp.76-82.
5. Lutikov A. Seismicity monitoring of six strong earthquakes source areas (1976-2001) by one seismic moment tensor invariant in different regions of the world. // European Geo-physical Society. 27<sup>th</sup> General Assembly. Geophysical Research Abstracts. 2002, V.4, CD.
6. Turcotte D.L. Seismicity and self-organized criticality. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 111, 1999, pp. 275-293.

## SEISMIC MONITORING OF STRONG EARTHQUAKES SOURCE AREAS

**A. Lutikov**

*Geophysical Survey of RAS, Russia*

Physically justified choice of seismological parameters for seismic situation monitoring directed to strong earthquakes precursors finding is based on the supposition, that the stress upbuilding process during the strong earthquake preparation leads to simultaneous changes in seism tectonic deformation process.

In this way the introducing of seism tectonic deformation concept is very important. It is based on the submission that the earthquake is a result of elastic deformations release accumulated owing to slow earth's interior movements. So to the earthquake responds some contribution to this movement. For this contribution determining such source parameters as focal mechanism and value of displacement are used [Yunga, 1990].

The rate of seism tectonic deformation ( $\varepsilon_{ij}^*$ ) is

$$\varepsilon_{ij}^* = 1/(\mu\Delta V\Delta T) \cdot \sum_{k=1}^{k=K} \langle \mathbf{m}_{ij} \rangle^{(k)} \mathbf{M}_0^{(k)} \cdot \mathbf{N}^{(k)} \quad (1)$$

Where  $\mu$  is shift module,  $\Delta V$  is containing volume,  $\Delta T$  is time interval,  $M_0^{(k)}$  is scalar seismic of the earthquakes in volume  $\Delta V$  for time interval  $\Delta T$  in k-th magnitude range,  $N^{(k)}$  is number of earthquakes in k-th magnitude range ( $k=1,2,\dots,K$ ),

$$\langle \mathbf{m}_{ij} \rangle^{(k)} = \langle (\mathbf{a}_i \mathbf{n}_j + \mathbf{a}_j \mathbf{n}_i) / 2\mathbf{D}^{(k)} \rangle \quad (2),$$

here  $\mathbf{a}$  is the displacement change on selected surface of the separated fault,  $\mathbf{n}$  is normal vector,  $D$  is average fault displacement; corner brackets means the average value by k-th magnitude range. Matrix  $\langle \mathbf{m}_{ij} \rangle^{(k)}$  is of unite intensity.

The scalar analog of expression (1) is

$$\varepsilon^* = 1/(\mu\Delta V\Delta T) \cdot \sum_{k=1}^{k=K} \kappa^{(k)} \cdot \mathbf{M}_0^{(k)} \cdot \mathbf{N}^{(k)} \quad (3)$$

Parameter  $\kappa$  ( $0 \leq \kappa \leq 1$ ) is called as order coefficient or ordering index; in general way it slightly depends on magnitude and is considered as a chaotic measure of seismic process [Yunga, 1990; Lutikov, 1999, Lutikov, 2002a].

It is possible to introduce ordering index  $\kappa^{(k)}$  в k-th magnitude range as the ratio of average by the sampling seismic moment tensor matrix norm  $\langle \|\mathbf{M}_{ij}^{(k)}\| \rangle$  to the average by this sampling seismic moment tensor matrix norm  $\langle \|\mathbf{M}_{ij}^{(k)}\| \rangle$ . So

$$\kappa^{(k)} = \langle \|\mathbf{M}_{ij}^{(k)}\| \rangle / \langle \|\mathbf{M}_{ij}^{(k)}\| \rangle \quad (4)$$

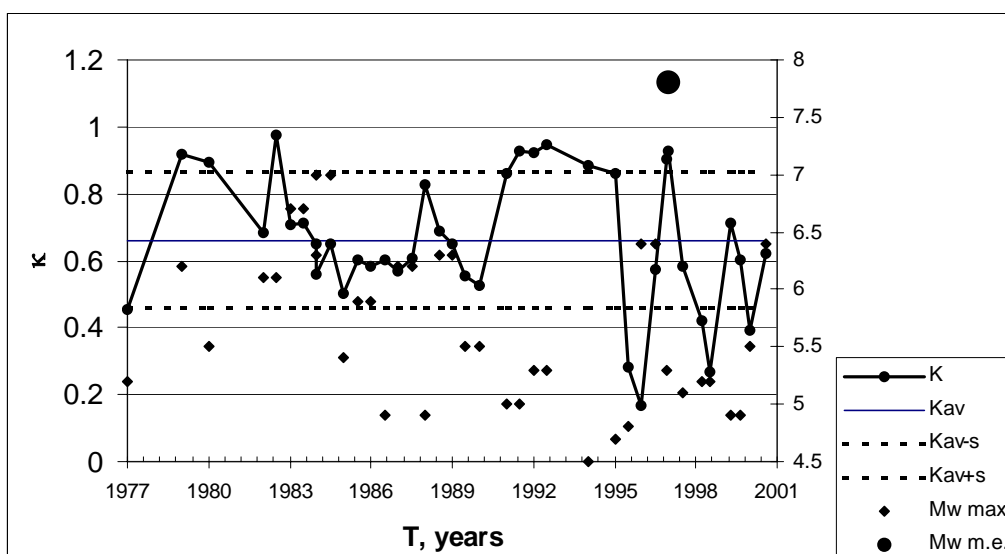
Included in the formula (3) parameters -  $\sum M_0^{(k)}$  и  $\kappa$  - are in the independent concern, as characterize the different sides of the seismic process.

Scalar seismic moment time series in strong earthquakes source areas give the opportunity to trace by the level of background seismicity the stages of activization and seismic quiescence - one of the important seismic precursors of strong earthquakes [Sobolev, 1993] and are rather reliable to its detecting [Lutikov, Kuchay, 1998].

In turn, the time series of ordering index  $\kappa$  demonstrate natural shift of order and chaotization phases of the seismic process in time, related with originating of strong earthquakes. Usage of parameter  $\kappa$  for seismic situation analysis in the areas of strong earthquakes occurrence responds a hypothesis about the determined chaos and selforganizing of the tectonic process or Self-organized Criticality [Turcotte, 1999].

Ordering Index was used with the aim of retrospective seismic situation analysis in the source areas a number of strong earthquakes for the last decade in different regions of the World: Shikotan (near South Kuriles), 04.10.1994,  $M_w=8.3$ ; Kronotskoye (near East coast of

Kamchatka), 05.12.1997,  $M_w=7.8$ ; Taiwan, 20.09.1999,  $M_w=7.7$ ; near the coast of New Britain, 04.06.2000,  $M_w=7.9$ ; near West Coast of Peru, 23.06.2001,  $M_w=8.2$ . Besides it Tien Shan region was chosen as an example of continental area - here Susamir Earthquake in Kirghizia, 19.08.1992,  $M_w=7.3$ , was considered [Lutikov, 2002b].



Parameter's  $\kappa$  temporal dependence in Kronotskoye EQ, 05.12.1997, source area.

For example, parameter's  $\kappa$  temporal dependence in Kronotskoye EQ source area is shown in the picture.

Practically in all the cases considered the strong earthquake arises on a background of sharp ascending of parameter  $\kappa$ , to which one will precede its deep minimum. On the basis of comparing the results of analysis for all these earthquakes, it is possible to make conclusion that the phenomenon detected wears global nature.

The paper is fulfilled at the support of fund RFBR, grants 02-05-64433, 04-05-64826 and fundamental program № 5 ONZ of RAS.

#### Reference

1. Lutikov A.I. Elements of Tien Shan seismic mode in terms of seismotectonic deformation. // Materialy Vserossiyskoy shkoly-seminara «Geomorphology of Mountains and Forelands». Barnaul - Gorno-Altaysk, September, 24-30, 2002a, pp. 172-179.
2. Lutikov A., Kuchay M.S. Seismicity time variation in the areas of occurrence a number of strong earthquakes in the North Caucasus. //1998. Journal of earthquake prediction research. V.7, No.1, pp.76-82.
3. Lutikov A. Seismicity monitoring of six strong earthquakes source areas (1976-2001) by one seismic moment tensor invariant in different regions of the world. // European Geo-physical Society. 27<sup>th</sup> General Assembly. Geophysical Research Abstracts. 2002b, V.4, CD.
4. Sobolev G.A., 1993, The foundations of earthquake prediction. // Moscow, Nauka, 313 pp. (rus)
5. Turcotte D.L. Seismicity and self-organized criticality. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 111, 1999, pp. 275–293.
6. Yunga S.L. // 1990, Methods and results of studies of seismotectonic deformations. Moscow, Nauka, 191 pp. (rus)



## МОНИТОРИНГ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧНОСТИ КАМЧАТКИ

**В.А. Салтыков, Н.М. Кравченко**

*Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия Геофизической службы РАН*

*683006, г. Петропавловск-Камчатский, бул. Пийна, 9, Россия. E-mail: [salt@emsd.ru](mailto:salt@emsd.ru)*

Условно единый сейсмический процесс можно разделить на сильные землетрясения и фоновую сейсмичность. Естественно, что первым уделяется большее внимание, но следует иметь в виду, что динамика фоновой (или слабой) сейсмичности является отражением тех же тектонических процессов, которые, в частности, ведут и к сильным землетрясениям. Поэтому представление данных о слабых землетрясениях также представляет интерес.

В данной работе представлен комплекс параметров сейсмичности Камчатки 2003-2004 гг. Некоторые из них являются каноническими, другие появились при разработке различных прогностических методик.

На основе региональных каталогов камчатских землетрясений построены площадные распределения параметров фоновой сейсмичности. В комплекс рассматриваемых характеристик входят активность  $A_{10}$ , наклон графика повторяемости  $\gamma$ , параметры методик *RTL* [Соболев, Тюпкин, 1996] и *Z*-теста. Отмечены особенности сейсмичности 2003-2004 гг. в Камчатском заливе и на юге Камчатки.

Проведено сравнение значений параметров  $A_{10}$  и  $\gamma$ , полученных для 2003 г. с их средними за весь период детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке (1962-2003 гг.).

Несмотря на различие методик мониторинга, получены следующие результаты, не противоречащие друг другу, и которые могут быть рассмотрены в совокупности по «территориальному» признаку:

- Камчатский залив:
- 1) Завершилась аномалия *RTL*;
  - 2) Наблюдается аномалия  $\Delta S$ ;
  - 3) Наблюдаются повышенные значения активности  $A_{10}$  как в абсолютной, так и в относительной шкале;
  - 4) Наблюдается статистически значимое уменьшение  $\gamma$ .
- Юг Камчатки:
- 1) Завершилась аномалия *RTL*;
  - 2) Наблюдается аномалия  $\Delta S$ ;
  - 3) Завершилась *Z*-аномалия;
  - 4) Некоторое повышение активности  $A_{10}$ .

Такое поведение *RTL*,  $\Delta S$ , *Z* может рассматриваться как предвестник сильного землетрясения. Учитывая среднесрочный характер прогноза по методикам *RTL* и *Z*-тест, предлагается рассматривать выше указанные зоны как места подготовки сильных землетрясений с магнитудой более 7.0 с их возможным возникновением в 2004 г.

Использование для прогностических целей результатов по вариациям  $A_{10}$  и  $\gamma$  в 2003 г. представляется в настоящий момент преждевременным. Однако, наблюдающаяся пространственная корреляция поведения  $A_{10}$  и  $\gamma$  с результатами *RTL*,  $\Delta S$  и *Z* представляет интерес при разработке комплексной оценки сейсмической обстановки.

## MONITORING OF SEISMICITY PARAMETERS IN KAMCHATKA

**V. Saltykov, N. Kravchenko**

*Kamchatkan Seismological Department, Geophysical Service, RAS  
9, Piip Blvd., Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, Russia. E-mail: salt@emsd.ru.*

The unified seismic process can be divided into large earthquakes and background seismicity. It is reasonable that first of them attract the most attention, but it is well to bear in mind that the background seismicity dynamics is a reflection of the tectonic processes, which gave rise to the large earthquakes in particular. So presentation of data about small earthquakes is of interest too.

The set of seismic parameters of Kamchatka 2003-2004 is presented. Certain of them are canonical, other had appeared in elaboration of prediction techniques.

On the base of regional catalogue of Kamchatkan earthquakes the 2-D distribution of seismic parameters was calculated. The set of parameters consists of activity  $A_{10}$ , the slope in recurrence graph  $\gamma$  (analog of  $b$ -value), parameters of the methods *RTL* [Sobolev, Tyupkin, 1996] and *Z*-test. The peculiarities of seismicity in Kamchatka in 2003-2004 are marked for Kamchatsky Gulf and Southern Kamchatka.

Comparison of the values of parameters  $A_{10}$  and  $\gamma$  obtained for the last year and average long-time values was carried out.

Although used methods of monitoring are different, obtained results are reconcilable and can be considered in the "spatial" groups:

In Kamchatsky Gulf: 1) completion of the *RTL* – anomaly;

2) the anomaly of  $\Delta S$ ;

3) increased values of  $A_{10}$  in absolute and relative scales;

4) decrease of  $\gamma$ -value.

South of Kamchatka: 1) completion of the *RTL* – anomaly;

2) the anomaly of  $\Delta S$ ;

3) completion of the *Z*-anomaly;

4) increased values of  $A_{10}$ .

This behavior of *RTL*,  $\Delta S$ , *Z*-parameters can be considered as precursor of large earthquake. Used method of prediction are intermediate, so it is proposed to look these areas as places of preparation of large earthquakes with  $M > 7.0$  with its appearance in 2004.

Observed spatial correlation of  $A_{10}$  and  $\gamma$ -value with *RTL*,  $\Delta S$  and *Z* can be used in elaboration of complex evaluation of seismic situation.

## ОСОБЕННОСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА СТАДИЯХ ПОДГОТОВКИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

**Г.Н. Копылова**

*Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия Геофизической  
службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия*

Объектом исследования в настоящей работе являются фоновые геофизические процессы (ФГП), протекающие в верхних горизонтах земной коры Камчатской зоны перехода континент-океан, и их взаимодействия на стадиях подготовки сильных землетрясений. Под ФГП понимаются временные вариации геофизических полей, проявляющиеся в изменении различных наблюдаемых параметров – уровней, дебитов и температуры подземных вод, концентраций химических и газовых компонентов в

подземных водах, электромагнитного поля, деформаций земной поверхности, изменений режима слабой сейсмичности и др.

Фактическую основу исследования составляют данные наблюдений на Камчатском полигоне за параметрами подземных вод на сети скважин и источников, параметрами электротеллурического поля, результаты геодезических измерений и каталоги землетрясений. Используемые материалы получены КОМСП ГС РАН и институтами Камчатского научного центра ДВО РАН.

Методологическую основу исследования составляют представления о литосфере сейсмоактивного района как о нелинейной системе с проявлениями детерминистского хаоса. Для такой системы характерны пространственная и временная неоднородности полей напряжений и деформаций, сменяющаяся эпизодами локального повышения упорядоченности в изменчивости свойств среды и коррелированности поведения протекающих в ней процессов [1]. Систематизация признаков подготовки сильных землетрясений, проявляющихся во взаимодействии наблюдаемых ФГП, позволяет изучать их характеристические свойства, а также в перспективе повысить достоверность оценок сейсмической опасности и прогнозов сильных землетрясений.

В качестве предмета исследования в настоящей работе выдвигается определение временных особенностей взаимодействия наблюдаемых процессов и их типизация в сопоставлении с вариациями сейсмического режима Камчатки и возникновением сильных землетрясений. Выделение различных типов взаимодействия в изменении ФГП производится на основе экспертного анализа временных рядов данных комплексных наблюдений и применения методов многомерного статистического анализа. Используемые математические алгоритмы ориентированы на выделение определенных видов изменений одномерных и многомерных временных рядов данных наблюдений, в частности, сигналов синхронизации, сигналов увеличения нестационарности; сигналов изменения отклика выходного процесса на воздействие входного зондирующего процесса, наиболее общих (агрегированных) сигналов в изменении комплекса параметров [7].

Результаты работы. 1. В изменении сейсмического режима Восточной Камчатки в 1962-2000 гг. выделены четыре максимума сейсмической активности, когда на интервале от 2 до 3.5 лет происходили группы землетрясений (2-4 события) с  $M \geq 6.8$ , которые, предположительно, фиксируют заключительные стадии предшествующих сеймотектонических процессов. Выделенным максимумам сейсмической активности 1992-1993 гг. и 1996-1997 гг. предшествовали изменения в режиме слабой сейсмичности, соответствующие последовательной смене обширного сейсмического затишья и слабо выраженной локальной активизации [9].

2. Выделены четыре типа взаимодействия ФГП в связи с процессами подготовки и возникновением сильных землетрясений.

**Тип 1:** Повышение синхронизации в изменении параметров режима подземных вод, деформаций и сейсмичности на стадии подготовки сейсмической активизации 1992-1993 гг. Период проявления – конец 1989-1991 гг. Формы проявления: изменение характера многолетних трендов уровня воды в скважине, дебита источника, деформирования Петропавловского полигона (смена преимущественного сжатия на растяжение [2]); увеличение максимальных собственных чисел спектральных матриц многомерных временных рядов данных гидрогеологических наблюдений [8]; проявление сейсмического затишья [9].

**Тип 2:** Проявление аномалий и эффектов эпизодического увеличения синхронизации в изменении параметров режима подземных вод, их агрегированных сигналов, деформаций и параметров слабой сейсмичности, предшествующих сильным землетрясениям 6.10.1987 г.,  $M=6.6$ , 2.03.1992 г.,  $M=7.1$  [3, 8], 5.12.1997 г.,  $M=7.9$ . Период проявления – недели–месяцы до землетрясений.

**Тип 3.** Увеличение синхронизации в поведении комплекса параметров подземных вод в результате ко- и постсейсмических изменений в результате сильных землетрясений [4, 8].

**Тип 4.** Сигналы изменения откликов изучаемых процессов на постоянное воздействие возмущающих процессов перед землетрясением 5.12.1997 г.,  $M=7.9$ , в частности, изменение барометрического отклика уровня воды в скважине [4], изменение отклика вариаций разности теллурических потенциалов на изменения параметров геомагнитного поля [5] и приливное воздействие [6].

Обсуждается феноменологическая модель взаимодействия ФГП на стадиях подготовки сильных землетрясений.

#### Список литературы

1. Кейлис-Борок В.И. Динамика литосферы и прогноз землетрясений // Природа, 1989. № 12. С.10-18.
2. Кириенко А.П. Результаты повторных спутниковых измерений на Петропавловско-Камчатском геодинамическом полигоне // Геодезия и картография, 1998. № 4. С.13-16.
3. Копылова Г.Н., Серафимова Ю.К. Процессы подготовки сильных ( $M \geq 6.6$ ) землетрясений Камчатки 1987-1993 гг. по данным многолетних комплексных наблюдений // Вулканология и сейсмология, 2004. № 1. С.55-61.
4. Копылова Г.Н., Любушин А.А. (мл.), Малугин В.А. и др. Гидродинамические наблюдения на Петропавловском полигоне, Камчатка // Вулканология и сейсмология, 2000. № 4. С.69-79.
5. Копылова Г.Н., Любушин А.А. (мл.), Таранова Л.Н. Применение многомерного статистического анализа для обработки данных электротеллурических наблюдений на Камчатке // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 2001. С.225-245.
6. Кролевец А.Н., Копылова Г.Н. Приливные составляющие в электротеллурическом поле // Физика Земли, 2003. № 5. С.251-257.
7. Любушин А.А. (мл) Анализ взаимодействия геофизических процессов в задачах мониторинга. Дисс. уч. ст. д. ф.-м. н. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 221 с.
8. Любушин А.А. (мл.), Копылова Г.Н., Хаткевич Ю.М. Анализ спектральных матриц данных гидрогеологических наблюдений на Петропавловском геодинамическом полигоне, Камчатка, в сопоставлении с сейсмическим режимом // Физика Земли, 1997. № 6. С.79-89.
9. Соболев Г.А. Стадии подготовки сильных камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология, 1999. № 4-5. С.63-72.

#### **CHARACTERISTICS OF THE COOPERATION OF GEOPHYSICAL PROCESSES ON STAGES OF THE PREPARATION OF STRONG EARTHQUAKES**

**Kopylova G.N.**

*Kamchatkan Methodical Seismological Department., Geophysical Service, RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky*

Four types of cooperation of geophysical processes on stages of preparation of the strong earthquakes are considered in this report on data of complex (hydrogeological, geodetic, electrotelluric and seismological) observations in Kamchatka.

## СПОСОБ ВЫЯВЛЕНИЯ ПЕРИОДИЧНОСТЕЙ СИЛЬНЫХ МЕЛКОФОКУСНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ПРОГНОЗА СЕЙСМООПАСНЫХ ИНТЕРВАЛОВ ВРЕМЕНИ

**И.Н. Тихонов**

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН  
693022 г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, Россия. E-mail: seismol@imgg.ru*

В докладе предложена методика общего решения задачи выявления статистически значимых, информативных и устойчивых во времени периодичностей появления сильных мелкофокусных землетрясений в отдельных регионах. Найденные цикличности используются для оценки интервалов времени с повышенной вероятностью возникновения сильных сейсмических событий. Исходными данными для расчетов служат данные каталога сильных землетрясений. Поиск цикличностей ведется в максимально широком диапазоне периодов от долей суток до десятков лет. При этом для каждого периода  $T_i$  выполняются следующие этапы обработки.

Первый этап. Отображение событий каталога в виде точек на кольцо, то есть, полуинтервал  $[0,1)$  с отождествленными концами. Данный этап реализуется за три шага путем: (1) формирования разверток по периоду  $T_i$  с начала и до конца времени наблюдений в каталоге землетрясений; (2) оценки невязки между временем в очаге землетрясения и началом (концом) соответствующей развертки; (3) отображения невязки в виде точки на кольцо  $[0,1)$ , то есть, расчета условной фазы цикла на момент возникновения сильного толчка. По завершении данного этапа получаем распределение землетрясений на кольце.

Второй этап. Расчет на основе полученного распределения двух параметров: статистики Куипера  $K(T_i)$  и характеристики информативности  $S(T_i)$ , определяющей максимальное расстояние между событиями на кольце. Далее это расстояние именуется окном покоя. Оно играет важную роль при прогнозе периодов повышенной вероятности возникновения сильных землетрясений. В результате реализации данного этапа получаем два ряда значений  $K(T_i)$ ,  $S(T_i)$  ( $i = 1, \dots, n$ ).

Третий этап. Выбор периодов, наиболее информативных для прогноза сильных землетрясений. Задача сводится к оценке аномальных значений локальных максимумов ряда  $S(T_i)$  ( $i = 1, \dots, n$ ). Аномальными считаются максимумы  $S(T_j) \geq U$ , где  $U = \mu + 3\sigma$  – пороговый уровень, а  $\mu$  и  $\sigma$  – среднее и среднеквадратичное отклонение отсчетов ряда  $S(T_i)$ . В итоге формируем совокупность наиболее информативных периодичностей  $T_j$  ( $j = 1, \dots, m$ ).

Четвертый этап. Оценка степени равномерности распределений событий на кольце для совокупности наиболее информативных периодичностей. При этом решается задача проверки гипотезы  $H_0$  о равномерности распределений  $F = F_0$  против альтернативы  $H_1 : F \neq F_0$ . В ходе проверки используются статистика Куипера  $K(T_j)$  и одноименный критерий, являющийся аналогом критерия Колмогорова-Смирнова. В результате имеем набор статистически значимых и одновременно наиболее информативных цикличностей  $T_k$  ( $k = 1, \dots, l$ ).

Пятый этап. Анализ устойчивости во времени периодов  $T_k$ . Их стабильность проверяется путем повторения расчетов в рамках первых двух вышеупомянутых этапов при изменении объема выборки землетрясений от 50% до 100%. На основании этих расчетов устанавливается набор устойчивых периодичностей, для которых вариации положений локальных максимумов с изменением объема выборки не выходят за пределы допустимых значений, зависящих от величины периода.

Шестой этап. Расчет подвижности границ окна покоя (отсутствия событий) на кольце для заданного периода. Выбор допусков к границам окна покоя. Величина допусков должна выбираться с учетом важности ошибок первого (пропуск цели) и второго (ложная тревога) рода. В данном случае негативные последствия от пропуска

цели несоизмеримо больше, чем от ложной тревоги, поэтому выбор допусков делается таким образом, чтобы вероятность ошибки первого рода была близка к нулю. При выборе допусков для отдельной периодичности учитываются как стабильность периода, так и степень подвижности (изменения) границ окон затишья в зависимости от пополнения выборки сильных землетрясений.

Седьмой (заключительный) этап. Расчет интервалов времени с повышенной вероятностью возникновения сильных землетрясений (тревожных периодов) в изучаемом регионе по совокупности статистически значимых, информативных и стабильных периодичностей.

## **A METHOD OF LARGE SHALLOW-FOCUS EARTHQUAKE PERIODICITIES REVEALING AND OF PREDICTION SEISMICALLY HAZARDOUS TIME INTERVALS**

**I.N. Tikhonov**

Institute of Marine Geology & Geophysics FEB RAS Nauki street, Yuzhno-Sakhalinsk 693022,  
Russia. E-mail: [seismol@imgg.ru](mailto:seismol@imgg.ru)

A technique of general solution of the problem of revealing of statistically significant, informative and stable in time periodicities of shallow-focus earthquake occurrences has been suggested in the report. The found out periodicities are used for evaluation of time intervals with higher probability of occurrence of large seismic events. Catalog data of large earthquakes are the initial data for calculations. Search for periodicities is made in maximum wide range of periods from parts of days to scores of years. The following stages of processing are executed for each period  $T_i$ :

Stage 1. Conversion of the catalog events into a point over a ring, i.e. half-interval  $[0.1)$  with the identified ends. This stage is realized for three steps by means of: (1) formation of reamers of  $T_i$  duration from the beginning to the end of observation time in the earthquake catalog; (2) evaluation of the residual between origin time in the earthquake source and the beginning (end) of the corresponding reamer; (3) conversion of the residual into a point over the ring  $[0.1)$ , i.e. calculation of the conditional cycle phase as of the moment of a strong shock occurrence. On completion of this stage we obtain distribution of earthquakes over the ring.

Stage 2. The calculation on the basis of the obtained distribution of two parameters: Kuiper's statistics  $K(T_i)$  and informative characteristics  $S(T_i)$  which define maximum distance between the events on the ring. Below this distance is called «calm window». It plays an important role by prediction of periods of the higher probability of large earthquake occurrences. As a result we obtain two rows of values  $K(T_i), S(T_i)$  ( $i = 1, \dots, n$ ).

Stage 3. Choice of periods most informative for prediction of large earthquakes. The problem is reduced to evaluation of the anomalous values of local maxima of row  $S(T_i)$  ( $i = 1, \dots, n$ ). Maxima  $S(T_j) \geq U$ , where  $U = \mu + 3\sigma$  is threshold level and  $\mu$  and  $\sigma$  are average and root mean square deviation of values of row  $S(T_i)$ , are considered to be anomalous. As a result we form a combination of the most informative periodicities  $T_j$  ( $j = 1, \dots, m$ ).

Stage 4. Evaluation of a degree of uniformity of event distributions over the ring for combination of the most informative periodicities. The problem of verification of  $H_0$  hypothesis on uniformity of  $F = F_0$  distributions versus  $H_1: F \neq F_0$  alternative is solved. During the verification Kuiper's statistics  $K(T_j)$  and the criterion of the same name, which is the analog of Kolmogorov-Smirnov's criterion, were used. As a result we have a set of statistically significant and at the same time most informative periodicities  $T_k$  ( $k = 1, \dots, l$ ).

Stage 5. The analysis of stability in time of  $T_k$  periods. Their stability is checked by means of the repetition of calculations in terms of the first two above-mentioned stages by variation of the volume of earthquakes selection from 50% to 100%. A set of stable

periodicities, for which variations of positions of local maxima with variation of the sample volume are not beyond the permissible values depending on the period value, is established on the basis of these calculations.

Stage 6. The calculation of mobility of the calm window boundaries on the ring for the given period. Choice of tolerances to the calm window boundaries. Value of tolerances must be chosen taking into account the importance of errors of the first (goal omission) and second (false alarm) kinds. In this case negative after-effects from the goal omission is much greater than from the false alarm. Therefore choice of tolerances is made in such a way as the error probability of the first kind was close to zero. When we choose tolerances for a separate periodicity we take into account both stability of the period and degree of mobility (variation) of calm window boundaries depending on filling of the sample of large earthquakes.

Stage 7. (final). The calculation of time intervals with the higher probability of large earthquake occurrences (alarm periods) in the study area from total statistically significant, informative and stable periodicities.

### НАТУРНАЯ ОЦЕНКА ВЯЗКОУПРУГОЙ МОДЕЛИ В ЭПИЦЕНТРЕ НЕФТЕГОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1995 Г.

**С.М. Сапрыгин, В.Н. Сеначин**

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия*

Научное объяснение в сейсмологии и тектонике становится механическим. Так, вязкоупругая модель определяет механическое состояние горных пород при тектонических деформациях. Ее предложил В.А.Магницкий в виде дифференциальной суммы упругой и неупругой составляющих. Важно оценить их соотношение в конкретной ситуации.

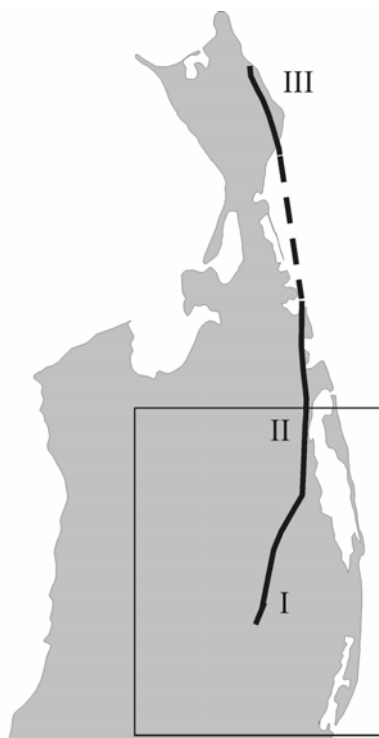


Рис.1. Сдвиги Северного Сахалина. I – Верхне-Пильтунский, II – Эхабинско-Пильтунский, III – Лонгрийский.

Рассмотрим систему правосторонних сдвигов Северного Сахалина (рис.1), продолжающих друг друга на расстоянии  $\sim 200$  км от эпицентра Нефтегорского землетрясения (Верхне-Пильтунский сдвиг) на п-ов Шмидта (Лонгрийский сдвиг). Будем полагать, что количество движения, выделяющееся при землетрясении или крипе, передается вдоль этой системы и накапливается в виде смещений на Лонгрийском сдвиге, где и определено В.С.Рождественским.

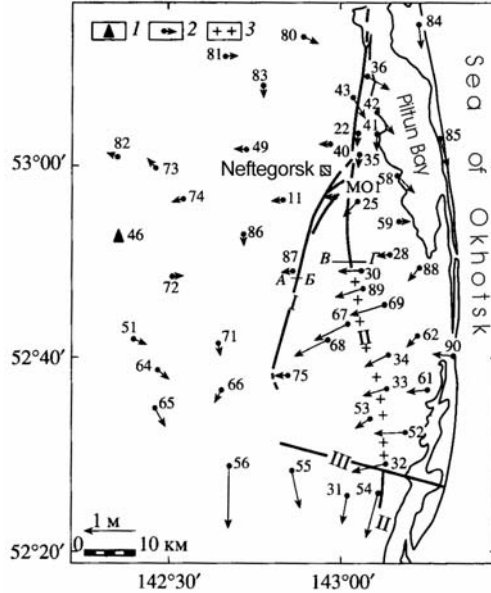


Рис.2. Схема горизонтальных движений геодезических пунктов в 1941-1970 гг. 1 – фиксированный и 2- подвижный пункты; 3 – зона диапиров; 4 – разломы: I – Верхне-Пильтунский, II – Эхабинско-Пильтунский, III – Гаромайский. Разрезы: АБ – площади Верхний Пильтун, ВГ – площади Паромай.

Пусть  $l$  - накопленное смещение (7 км). Тогда  $dl$  - смещение, которое подведено к эпицентру Нефтегорского землетрясения за характерное время (700 лет) и равное  $2 \text{ см/год} \times 700 = 14 \text{ м}$  (рис.2),  $dl_y$  - сейсмическое смещение бортов разлома в эпицентре землетрясения (4 м).

Запишем модель вязкоупругого тела  $dl = dl_y + dl_h$  или  $14 \text{ м} = 4 \text{ м} + 10 \text{ м}$ .

Т.о., эта модель объединила 13-секундное вспарывание Верхне-Пильтунского разлома и его 700-летнюю подготовку со скоростью крипа, в течение которой разлом был заперт (рис.2, 3), что создало аномалию в поле напряжений. В эпицентре землетрясения искомая модель характеризовалась отношением смещений  $4 \text{ м} / 14 \text{ м}$ .

Итак, динамике сахалинских недр более свойственна ползучесть, чем сейсмичность; без инструментальных наблюдений за первой понять механизм подготовки сильного землетрясения не представляется возможным.

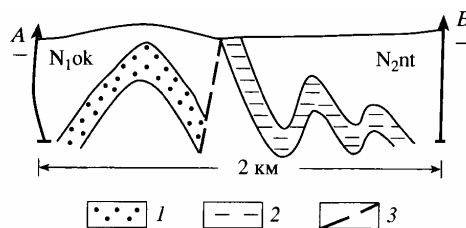


Рис.3. Геологический разрез площади Верхний Пильтун по данным бурения. 1 – песчаники, 2 – глины, 3 – разлом.



## IN SITU EVALUATION OF VISCOELASTIC MODEL IN THE NEFTEGORSK EARTHQUAKE OF 1995 EPICENTER

S.M. Saprygin, V.N. Senachin

Scientific explanation in seismology and tectonics becomes mechanical. Thus a viscoelastic model defines mechanical state of rocks by tectonic deformations. It was suggested by V.A. Magnitsky as the differential sum of elastic and inelastic components. It is important to evaluate their relationship in specific situation.

Let us consider a system of right-lateral wrench faults of North Sakhalin (Fig. 1), which continue each other at a distance  $\sim 200$  km from the Neftegorsk earthquake epicenter (Upper-Piltun wrench fault) in Schmidt peninsula (Longriysk wrench fault). We shall believe that quantity of movement distinguished by earthquake or creep is transferred along this system and is accumulated as displacements on the Longriysk wrench fault, where it was determined by V.S. Rozhdestvensky.

Let  $l$  be the accumulated displacement (7 km). Then  $dl$  is the displacement, which is taken to the Neftegorsk earthquake epicenter for the characteristic time (700 years) and which is equal to  $2 \text{ cm/year} \times 700 = 14 \text{ m}$  (Fig. 2),  $dl_y$  is seismic displacement of the fault sides in the earthquake epicenter (4 m).

Let us write the model of viscoelastic body as  $dl = dl_y + dl_h$  or  $14 \text{ m} = 4 \text{ m} + 10 \text{ m}$ .

This model combined 13-second ripping of the Upper-Piltun fault and its 700-year preparation with the creep rate during which the fault was locked (Figs. 2, 3). As a result the anomaly in the field of stresses was formed. In the earthquake epicenter the unknown model was characterized by the relationship of displacements  $4 \text{ m} / 14 \text{ m}$ .

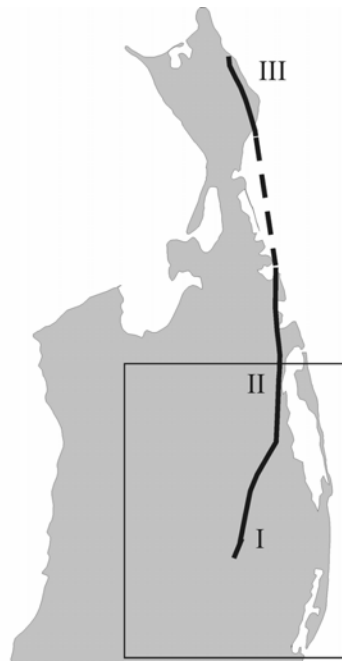


Fig.1. North Sakhalin wrench faults. 1 – Upper-Piltun, II – Ekhabiy-Piltun, III – Longriysk.

Thus creeping is rather characteristic of Sakhalin interiors than seismicity. It is impossible to understand a mechanism of large earthquake preparation without instrumental observations of creeping.

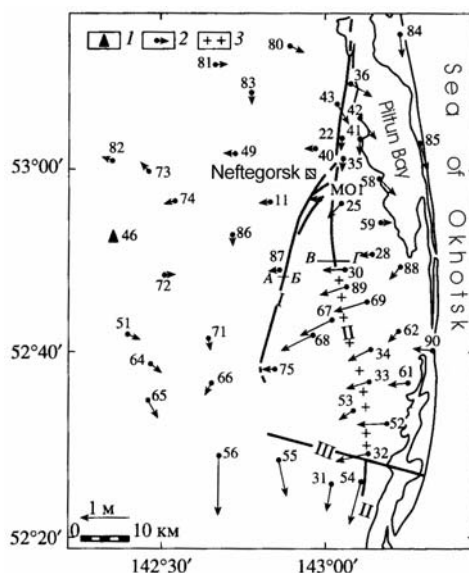


Fig.2. A scheme of horizontal movements of geodetic points in 1941-1970. 1 – fixed and 2 – mobile points; 3 – zone of diapirs; 4 – faults: 1 – Upper-Piltun. II – Ekhaby-Piltun, III – Garomay. Sections: AB – Upper Piltun areas, VG – Paromay areas.

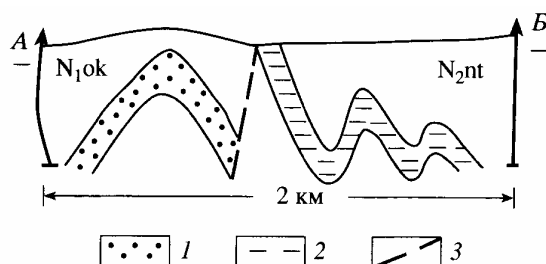


Fig.3. The geological section of the Upper Piltun area from drilling data. 1 – sandstones; 2 – clays; 3 – fault.

## ВАРИАЦИИ УРОВНЯ ГЕОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ В ГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЕ И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТЬЮ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАМЧАТКИ

В.А. Гаврилов, Ю.В. Морозова, А.В. Сторчеус

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. 683006, Петропавловск-Камчатский, Россия. E-mail: [vgavr@kcs.iks.ru](mailto:vgavr@kcs.iks.ru)*

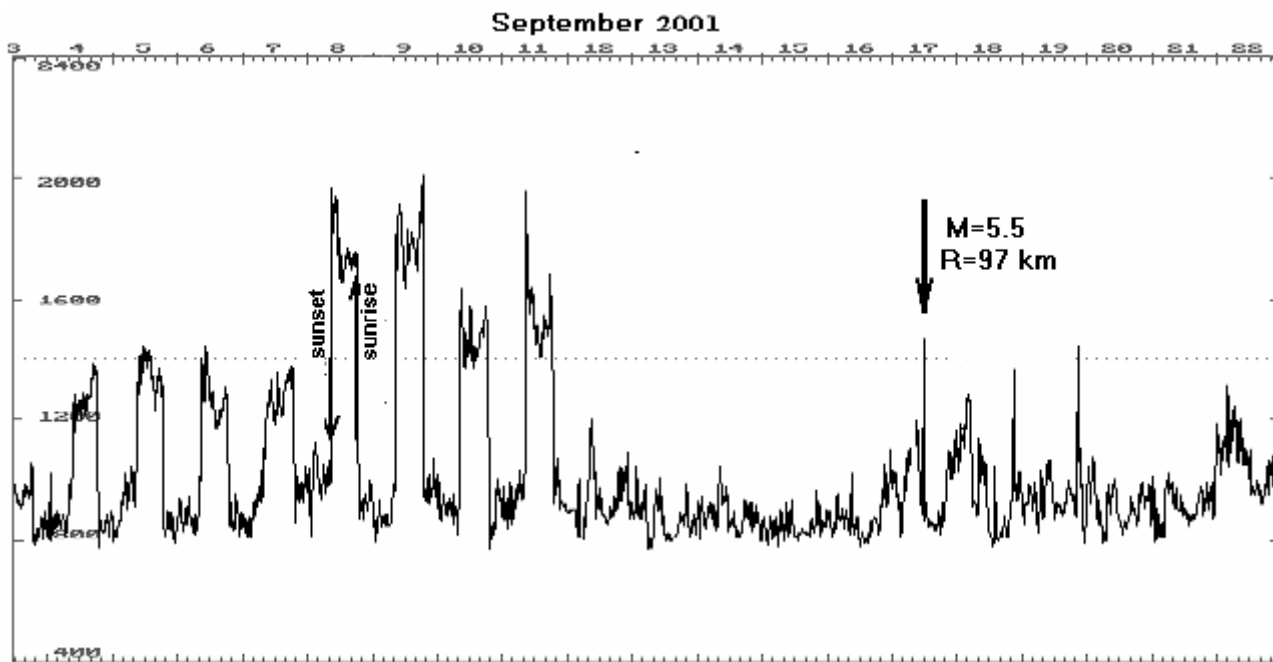
С августа 2000 г. в районе г. Петропавловска-Камчатского проводятся непрерывные геоакустические измерения с использованием трехкомпонентного геофона МАГ-3С, установленного в скважине на глубине более 1000 м. В геофоне применены высокочувствительные датчики на основе магнитоупругих кристаллических ферромагнетиков с крутизной амплитудно-частотной характеристики 60 дБ на декаду изменения частоты (измеряемый параметр – третья производная от смещения грунта). С мая 2003 г. на пункте проводятся также непрерывные измерения электрической компоненты естественного электромагнитного поля Земли с использованием подземной электрической антенны. Геоакустические и электромагнитные измерения проводятся в частотных полосах с центральными частотами 30, 160, 560 и 1200 Гц. При этом регистрируются средние значения сигналов на интервале в одну минуту. Полученные данные в автоматическом режиме передаются в центр сбора информации. По результатам наблюдений за трехлетний период можно отметить следующее.

1. Периодам низкой сейсмической активности в Камчатской зоне субдукции соответствовало наличие характерного суточного хода уровня геоакустической эмиссии, при котором переходы от минимальных (максимальных) значений среднего уровня эмиссии к максимальным (минимальным) происходили за 5-10 мин, а моменты указанных переходов определялись временами захода и восхода солнца в районе пункта измерений. Максимальные значения среднего уровня эмиссии в пересчете к смещению грунта составляли при этом около  $50 \cdot 10^{-12}$  м, минимальные значения - величину порядка  $10 \cdot 10^{-12}$  м. В наибольшей степени указанные вариации проявлялись на каналах вертикальной компоненты геоакустического сигнала с центральными частотами 30 Гц и 160 Гц. За все время наблюдений при явно выраженном суточном ходе уровня геоакустической эмиссии в Камчатской зоне субдукции не произошло ни одного землетрясения с  $K_s > 12,5$  ( $M_{LH} > 5,3$ ).

В то же время перед всеми 23 землетрясениями с  $K_s > 12,5$  ( $M_{LH} > 5,3$ ), произошедшими в период наблюдений в зоне радиусом до 400 км от пункта наблюдений, наблюдались значительные нарушения суточного хода уровня геоакустической эмиссии – как правило, его полное исчезновение (рис.1).

Вероятность случайного совпадения для такой ситуации можно оценить величиной порядка  $10^{-5}$ . При этом два близких сильных землетрясения ( $M_{LH} = 6,2$ ,  $M_{LH} = 5,9$ , эпицентральные расстояния соответственно 115 км и 160 км), кроме исчезновения характерного суточного хода, предварялись значимыми бухтообразными аномалиями уровня шумов.

Рис.1. Пример нарушений суточного хода уровня геоакустической эмиссии перед землетрясениями.



Вертикальная компонента, 160 Гц.

2. Сравнение результатов одновременных геоакустических и электромагнитных наблюдений в скважине показывает, что характерный суточный ход уровня геоакустической эмиссии, как и в случае электромагнитных наблюдений, связан с наличием слоя D в ионосфере. В периоды спокойной сейсмической обстановки результаты скважинных геоакустических и электромагнитных наблюдений в значительной степени совпадают. В периоды, предшествующие достаточно сильным землетрясениям, а также в периоды релаксации, результаты указанных наблюдений существенно различны.

3. Полученные результаты позволили с 2002 г. перейти к пробным краткосрочным прогнозам камчатских землетрясений в реальном времени. В период с 28 марта 2002 г. по

31 мая 2003 г. были даны успешные прогнозы для девяти землетрясений с  $M_{LH} > 5.0$ , произошедших на эпицентральных расстояниях до 350 км от измерительного пункта. Отношение общего времени наблюдений к тревожному времени составило величину 2,2. Для зоны с эпицентральными расстояниями более 150 км имела место одна ложная тревога. Пропусков цели отмечено не было.

## VARIATIONS OF GEOACOUSTIC EMISSION LEVEL IN THE DEEP WELL AND THEIR CONNECTION WITH SEISMIC ACTIVITY IN THE SOUTH PART OF KAMCHATKA

**V.A. Gavrilov, Yu.V. Morozova and A.V. Storcheus**

Institute of Volcanology and Seismology FED RAS.

683006 Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia. E-mail: [vgavr@kcs.iks.ru](mailto:vgavr@kcs.iks.ru)

Continuous geoacoustic measurements have been acquired with a three-component geophone placed in a well more than 1000 m deep at Petropavlovsk-Kamchatsky starting in August, 2000. The geophone contains highly sensitive sensors consisting of magneto-elastic crystalline ferromagnets. Amplitude-frequency characteristics of the geophone are 60 dB over a decade of change of frequency. The measured parameter is based upon the third derivative of ground offset. In addition to the geoacoustic measurements, continuous measurements of the electric component of the Earth's natural electromagnetic field were acquired in the same area starting in May, 2003 using a subsurface electric antenna. Geoacoustic and electromagnetic measurements were carried out in frequency bands with central frequencies 30, 160, 560 and 1200 Hz using an average, one-minute signal and automatically sent to the central station. The following is a summary of the results obtained during the last three years.

1. Periods of low seismic activity in the Kamchatkan subduction zone were characterized by a typical daily course of geoacoustic emission levels. Changes between minimum and maximum average emission levels could occur within 5-10 minutes. These changes corresponded to the time of sunset and sunrise in the area where measurements were carried out (Figure 1). Emission average level maximum values recalculated with the regard for ground displacement were about  $25 \cdot 10^{-12}$  m and a minimum of  $5 \cdot 10^{-12}$  m. The above-mentioned variations were most prominent on the vertical component channel of the geoacoustic signal with central frequencies of 30 Hz and 160 Hz. During the observation period in subduction zone of South Kamchatka earthquakes with  $M_{LH} > 5.3$  ( $K_s > 12.5$ ) (accompanied by the expressed daily course) did not happen. At the same time before all 23 earthquakes with  $M_{LH} > 5.3$  ( $K_s > 12.5$ ) occurred in the afore-named period considerable anomalies of geoacoustic emission level daily course (decreasing or disappearance of the daily course) were noted as far as 400 km from the observation point (Figure1).

The probability of this being an accidental coincidence is on the order of a value less than  $10^{-5}$ . In addition to the typical daily course disappearance, two close strong earthquakes ( $M_{LH} = 6.2$  and  $M_{LH} = 5.9$ , epicentral distances 115 km and 160 km, respectively) were preceded by considerable coil-like anomalies in the geoacoustic noise level.

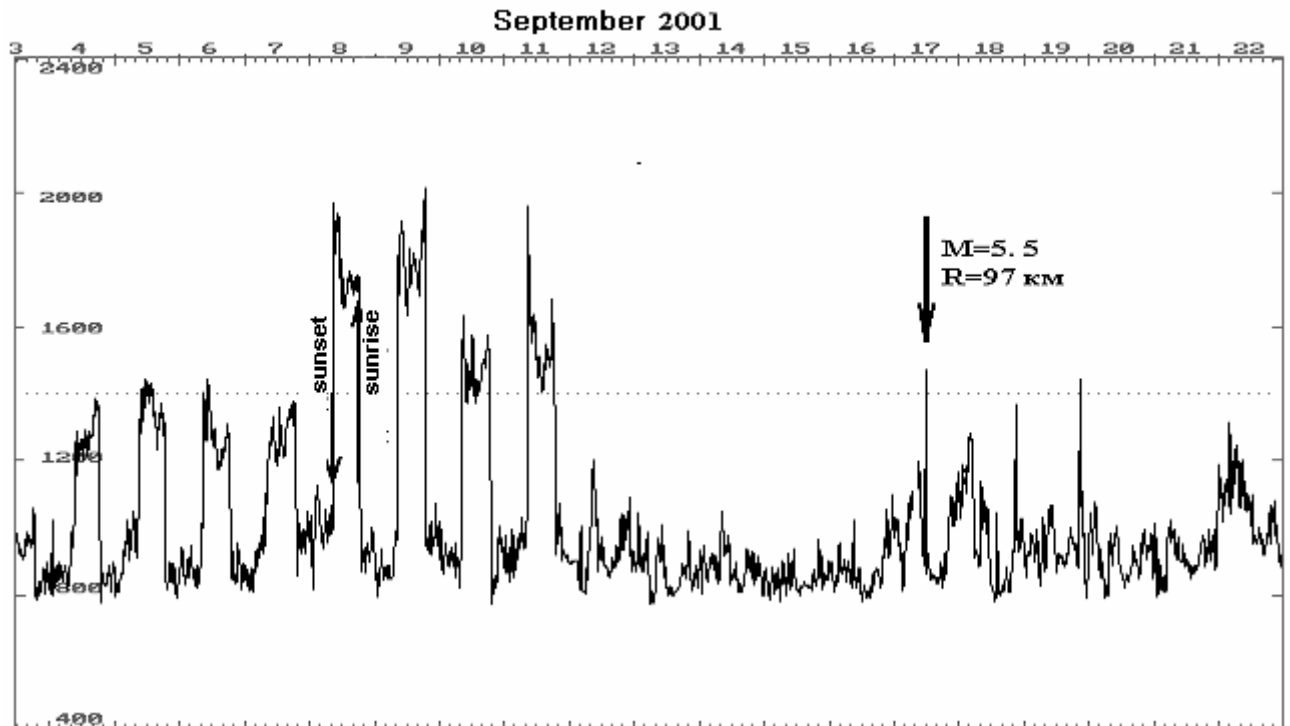


Figure 1. Example of geoaoustic emission level daily course anomalies before earthquakes. Vertical component, 160 Hz.

2. A comparison of the simultaneous geoaoustic and electromagnetic results from the well showed that geoaoustic emission typical daily course and the electromagnetic observations are connected with the presence of the D layer in the ionosphere. During periods of calm seismic conditions, geoaoustic and electromagnetic observations coincide well. The results indicate that the observations were most different during periods preceding quite strong earthquakes and relaxation periods.

3. The data obtained during the trial period led to the ability to forecast short-term earthquake in real time in Kamchatka starting in 2002. Between the 28<sup>th</sup> of March, 2002 and the 31<sup>st</sup> of May, 2003, nine earthquakes with  $M_{LH} > 5.0$  occurring at epicentral distances up to 350 km from the measurement point were successfully forecasted. The ratio between the total time of observation and the alarm time was 2.2. In an area with epicentral distances more than 150 km one alarm was erroneous, however, no earthquake events were missed.

## О НЕОБХОДИМОСТИ ЛОКАЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА РАЙОНА МУТНОВСКОГО ГЕОЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Ю.А. Кугаенко, В.Н. Чебров

*Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия Геофизической службы  
РАН г. Петропавловск-Камчатский, Россия. E-mail: ku@emsd.iks.ru*

В докладе представлены данные о сейсмической ситуации в районе Мутновского месторождения парогидротерм, где в 1999 и 2001 гг. введены в эксплуатацию две ГеоЭС (12 и 50 МВт). Выводы данной работы несколько отличаются от заключений отчета «Оценка сейсмической опасности площадок строительства Мутновской ГеоТЭС», выполненного в начале 80-х годов. Это связано с получением новых данных о

сейсмичности Камчатки, обнаружением наведенной сейсмичности на месторождении и с развитием в последние годы новых представлений о геофизической среде.

Буровые работы на Мутновском месторождении ведутся с 1978 года, пробурено около 90 скважин глубиной от 250 до 2500 м. Отработанный теплоноситель закачивается обратно в недра. Это обеспечивает сохранение ресурсов месторождения и практически полностью исключает его контакт с окружающей средой. Планируемая мощность Мутновского геознергетического комплекса (МГК) - 300 МВт, и в ближайшие годы эксплуатация месторождения будет интенсифицирована. Это приведет к дальнейшему нарушению равновесия гидротермальной системы и возможному усилению техногенной сейсмичности.

Объекты МГК находятся в зоне высокого сейсмического риска. Согласно карте общего сейсмического районирования ОСР-97, МГК находится в 9-балльной зоне. По данным долгосрочного прогноза в ближайшие годы у побережья Южной части Камчатки возможно разрушительное землетрясение. Поэтому в данное время вероятность возникновения сильных сотрясений на территории МГК значительно выше средней долговременной оценки вероятности, определяемой по карте ОСР-97.

Основное количество землетрясений Камчатки, которые могут вызвать на станциях сотрясения 7 и более баллов по шкале MSK-64, сосредоточено в сейсмофокальном слое, выходящем на поверхность вдоль восточного побережья полуострова, но наблюдались и достаточно сильные коровые события на суше. Сильнейшие коровые землетрясения Камчатки произошли во время роевых последовательностей, примеры которых приводятся в докладе.

Месторождение расположено вблизи двух действующих вулканов: Мутновского (последнее фреатическое извержение – март 2000 года) и Горелого (последнее извержение – 1984-1986 гг.), являющихся источниками вулканической опасности. В последние 200 лет их извержения носили преимущественно эксплозивный характер. В ходе извержений возможны выпадение пеплов, лахары, электро-магнитные явления в газо-пепловых облаках, ведущие к проблемам с электрооборудованием. Активизация вулканов обычно предваряется усилением вулканической сейсмичности, поэтому контроль слабых вулканических землетрясений достаточно актуален для прогноза предстоящих извержений и уменьшения возможного ущерба.

Особое внимание уделяется сейсмичности именно в локальном районе Мутновского гидротермального месторождения. По каталогам землетрясений КОМСП показано, что в последние годы зафиксирован ряд слабых сейсмических событий непосредственно из области эксплуатации гидротермального поля, хотя ранее местная сейсмичность здесь не регистрировалась (см. рисунок).

Наведенная сейсмичность – явление в настоящее время недостаточно изученное. Появление поверхностных землетрясений непосредственно в области гидротермального поля вызывает определенное беспокойство. Этот факт указывает на изменение напряженного состояния среды, возможно, под влиянием разработки месторождения, которая вызывает изменение естественных физических полей, в первую очередь механического и геотермического. Адаптация к новому напряженному состоянию сопровождается возникновением слабых землетрясений, а в тектонически активных районах возможны умеренные и даже сильные сейсмические события. Наведенная сейсмичность свидетельствует об изменении свойств среды в области ее появления. Эти области приобретают исключительную чувствительность к внешним воздействиям. В частности, возможен непредсказуемый отклик таких участков среды на сейсмическое воздействие извне. Для южной части Камчатки это может быть сильное землетрясение. Это укладывается в рамки современных представлений о возможности нелинейного отклика геофизической среды на внешние воздействия, в особенности в таком геодинамически активном регионе, как Камчатка.

В докладе приводятся примеры техногенной сейсмичности на эксплуатируемых гидротермальных месторождениях мира и их сейсмического мониторинга, используемого

все более широко для контроля за состоянием разрабатываемой гидротермальной системы. Кратко представлены результаты пассивного сейсмического мониторинга на основе применения сейсмической антенны и регистрации эндогенного микросейсмического излучения, который был проведен КОМСП в рассматриваемом районе в 1998 году.

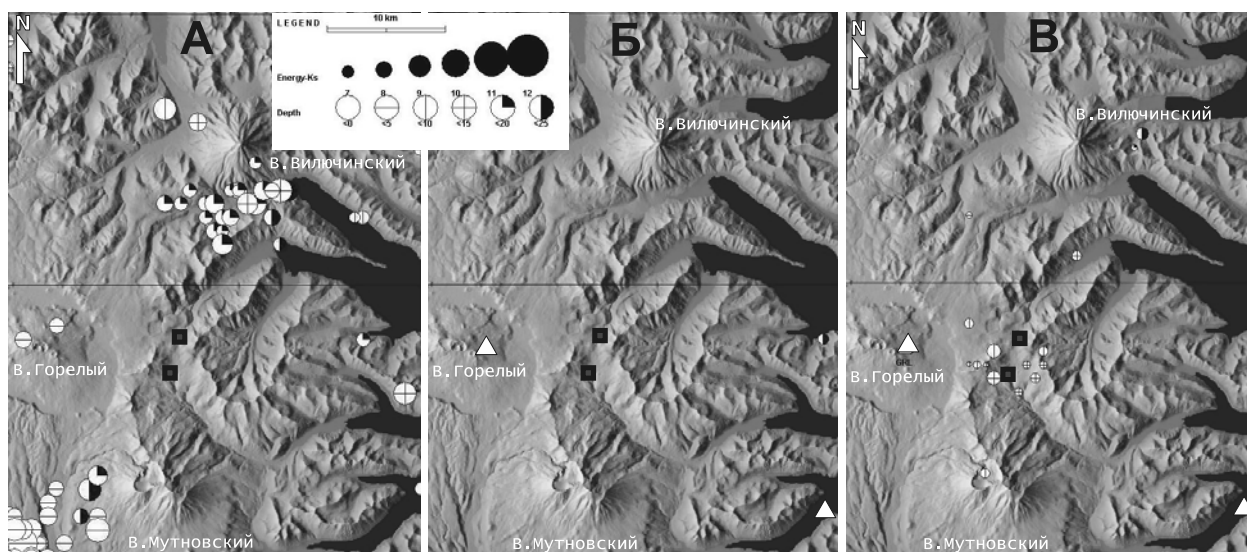


Рис. Карты эпицентров землетрясений района 52.4-52.° с.ш., 158.0-158.5° в.д., имеющих глубину до 25 км, для промежутков времени: А- 1962-1987 гг., Б- 1988-1995 гг., В – 1996 – 2004 гг. Сейсмические станции Камчатской региональной сети отмечены треугольниками. Квадраты – Мутновская и Верхне-Мутновская ГеоЭС.

Впервые у нас в стране сейсмическая активизация (рои землетрясений с  $T_s-p < 2$  с) на гидротермальной системе была зафиксирована в районе Паужетской ГеоЭС, запущенной в 1967 году на юге Камчатки, через 6 лет после начала работ. Местные землетрясения вызывали сотрясения до 6 баллов, ощутимые события отмечались здесь и в последние годы. Систематический контроль и изучение наведенной сейсмичности на разрабатываемых гидротермальных полях – новая проблема для отечественной сейсмологии и геофизики.

Сеть постоянных сейсмических станций Камчатки ориентирована на слежение за региональной сейсмичностью и не предназначена для контроля локальных эффектов, связанных, возможно, с интенсивным техногенным воздействием на среду, инициировавшим землетрясения и нарушившим естественное равновесие гидротермальной системы. Необходим также контроль ближайших вулканов. Проблема может быть решена созданием дополнительных сейсмических станций на Мутновском месторождении.

## NECESSITY OF LOCAL SEISMIC MONITORING IN THE AREA OF MUTNOVSKY GEOPOWER PLANTS

**Yu. Kugaenko, V. Chebrov**

*Kamchatkan Seismological Department, Geophysical Service, RAS  
Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

In this report data about seismic situation in the Mutnovsky steam-hydrothermal field are present. Verkhne-Mutnovsky GeoPP (12 MW) began to work in this area in 1999, and Mutnovsky GeoPP (50 MW) – in 2001. Development of geothermal energy production is vital issue for Kamchatkan population. Problems connected with hydrothermal field exploitation are

quite actual. Estimation of seismic risk in area of Mutnovsky GeoPP is smaller than really one. It was made in the beginning of 80-th by paleoseismic data and analysis of 1962-82 region seismicity. But during next years new data and facts were collected. Summarizing of all available data allows us to evaluate seismic hazards and its negative consequences.

Drilling in the Mutnovsky hydrothermal field began in 1978. Now there are more than 90 wells with the depth from 250 to 2500 m. We can say that Mutnovsky and Verhne-Mutnovsky GeoPP are really ecological clean for atmosphere and hydrosphere due to used technology excepted thermal liquid contact with environment. Reinjection is carried out for hydrothermal reserve reconstruction. In future power of GeoPP will be increased to 300 MW. It may cause disturbance of the hydrothermal system balance and probable increasing of man-caused seismicity.

MGeoPP are in high seismic risk zone. According to the seismic risk zoning map Mutnovsky hydrothermal field belongs to an area having seismic intensity 9. By long-term seismic prediction strong earthquake may happen near southern part of Kamchatka (in focal zone) in nearest years. So possibility of strong earthquake now is higher than long-term average estimation by seismic risk zoning. Strong earthquakes that can cause strong ground motions with intensity 7 or more in GeoPP area take place in seismic focal zone that crops out along east coast of Kamchatkan peninsula, but strong crust seismic events were observed within peninsula too.

Hydrothermal field is close to 2 active volcanoes: Mutnovsky volcano (last eruption was in 2000) and Gorely volcano (last eruption was in 1985-1986). During last 200 years explosions of this volcanoes were explosive in the main. Seismic station GRL works on Gorely volcano from 1982. Volcanic hazard in the area of Power Plants is: ash falls, lahars, electro-magnetic phenomenon in ashes clouds triggering death of electric equipment. Eruptions of Mutnovsky and Gorely volcanoes are attended with seismic activity: local earthquakes and volcanic tremor. Seismic monitoring allows to estimate the volcano state and the volcano danger before eruption beginning. It may decrease damage caused by eruptions.

The special attention in the report is focused on local seismicity in Mutnovsky hydrothermal field directly. By analysis of Kamchatkan earthquakes catalogue it was show that from 1996 small surface earthquakes are registered from the area of exploited hydrothermal field (fig.1). But earlier it was presumed than local seismicity is absent in this area. So we can propose that seismic processes in this region may be connected with intensive man-caused influence on the environment. This activity may destruct natural balance of hydrothermal system and initiate seismicity.

As far as we know industry activity may trigger earthquakes. Earthquakes can be induced by reservoir impoundment, fluid injection, mining, or oil, gas and thermal water extraction. Induced quakes create a risk of personal injury and damage to property. In many exploited hydrothermal field of the word induced seismicity was found. Induced seismicity can be used for seismic monitoring of hydrothermal fields. Small earthquakes and induced seismic emission associated with stress in and around reservoir, also can be used to image the reservoir dynamics. Microseismicity can be used to monitor rock mass deformation that can cause well failure. Some else applications on induced microseismicity: tracking of injection water front, fault mapping, mapping of the orientation, height, length, complexity and temporal growth of the induced fractures.

Examples of man-caused seismicity in the world exploited hydrothermal fields and its seismic monitoring used increasingly are given in the report. Some results of passive seismic monitoring caring out by seismic array and use of endogen microseismic emission are present. Authors of this report realized this study in Mutnovsky hydrothermal field in 1998.

In Russia first GeoPP was build on the south extremity of Kamchatka in Pauzhetsky geothermal field in 1967. One of the first Kamchatkan seismic stations is working in this area from 1961. By data of this station region of Pauzhetsky geothermal field from 1961 till 1972 was characterized as very seismic quiet. But from 1973 seismic activization begin in the vicinity of hydrothermal system. A lot of shallow earthquakes were registered. Some of them were perceptible. Ground motions in seismic station building had intensity about 6. It is first example



of induced seismicity appearance in hydrothermal field in Russia. Triggered earthquakes can appear later than exploitation of deposit begins. Activization in Pauzhetsky geothermal field began 6 years after exploitation start. Such seismic events are registering in resent years too.

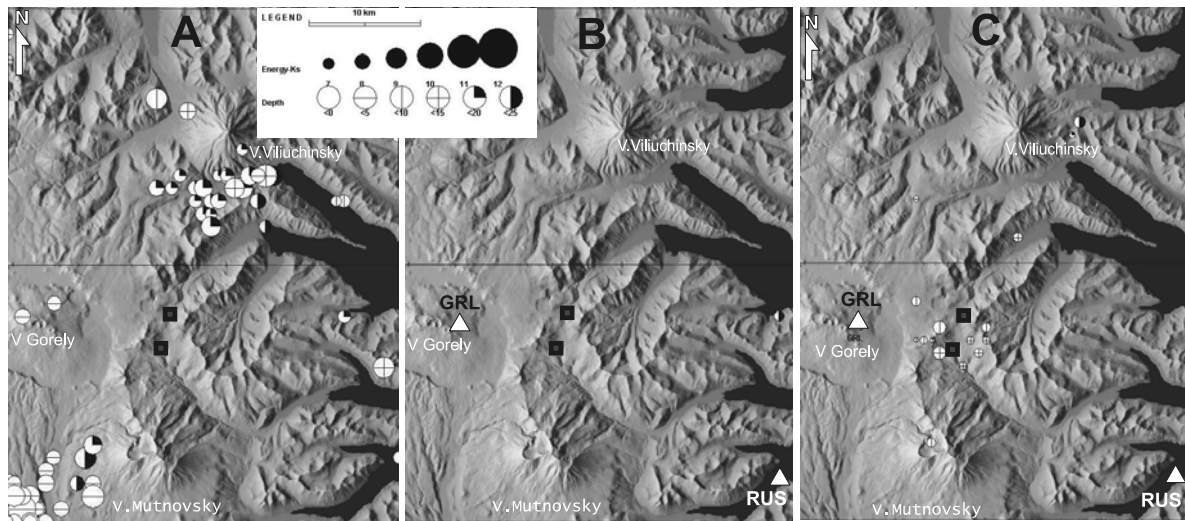


Figure.1 Map of shallow earthquakes epicenters for different periods of time:  
A - 1962-1987, B – 1988-1995, C – 1996-2004.

Area: 52.4-52.8 N, 158.0-158.5 E. Depth of earthquakes:  $H < 25$  km.

Triangles – seismic stations. Squares – points of Power Plants.

description of periods of time:

A – time from beginning of seismic observations on kamchatka (1962) till second nearest station rus building (december of 1987). it is important moment because of this station improved eq registration and increased accuracy of hypocentres determination. in 1980-th this area was enough active: we can see seismic swarm under viliuchinsky (1981) volcano and (in left down corner) part of swarm under asatcha volcano (1983) that is nearest neighbour of mutnovsky volcano from south-west. last activity of gorely volcano associated with this period of time too.

B - time from 1988 till 1995. in 1996 first small earthquake were registered in the region of mytnovsky hydrothermal field. region is very quite.

C – time from 1996 to May, 2004. We can see epicentres of small shallow earthquakes in the central part of the map. Such seismic events were not registered here yet.

At present, the techniques for estimating induced seismicity have not been elaborated yet, whereas damage caused by relatively weak induced earthquakes is becoming more and more significant.

Kamchatkan seismic stations network is oriented on registration of regional seismicity. It does not intent for local seismic control of Mutnovsky hydrothermal field. It is necessary to set up additional seismic stations for reliable registration of seismicity from deposit area directly for monitoring of hydrothermal system and nearest volcanoes and GeoPPs safety.

## ИНЖЕНЕРНО-СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКАЯ СЛУЖБА В ПРИБАЙКАЛЬЕ.

**Е.Н. Черных, В.А. Павленов**

*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия*

В развитых промышленных странах, таких, как США, Япония и т.д., уделяется значительное внимание инженерно-сейсмометрической службе. Например, на сети скоростных железнодорожных линий Синкансэн в Японии протяженностью 2 тыс. км установлено 100 сейсмографов, то есть 1 сейсмограф на 20 км пути [1]. На всех экологически опасных предприятиях, ответственных сооружениях (больших мостах,

тоннелях, телебашнях и т.д.) установлены сейсмические приборы для регистрации не только сейсмических воздействий, но и динамических нагрузок - вибраций техногенного происхождения от работающего оборудования и от естественных природных микросейсм для неразрушающего контроля за состоянием этих сооружений.

В Прибайкалье имеется ряд промышленных объектов, на которых с учетом сейсмической опасности региона, по требованиям федеральных и отраслевых правил безопасной эксплуатации предусматривается проведение инженерно-сейсмометрических наблюдений. В Иркутской области городами с особо опасными для экологической обстановки производствами являются: Байкальск, Братск, Ангарск, Шелехов, Усолье-Сибирское, Саянск. Особенно остро стал вопрос по организации инженерно-сейсмометрической службы в связи с вводом новой карты ОСР, по которой предполагается повышение исходной сейсмичности на части территорий с опасными производствами.

В русле этой проблемы по программе «Сейсmobезопасность г.Иркутска» с привлечением средств заинтересованных предприятий Институтом земной коры СО РАН и лазерной партией СО РАН создана инженерно-сейсмометрическая станция (ИСС) [2]. В настоящее время ИСС установлены на Ангарском электролизно-химическом комбинате (АЭХК), на Иркутской ГЭС и на жилом 9-ти этажном здании серии 135 в Академгородке г.Иркутск. В январе 1998 г. введена в эксплуатацию сейсмостанция на Ангарском электролизно-химическом комбинате (АЭХК). Станция имеет 48 сейсмических каналов. Для того, чтобы охватить весь динамический диапазон записи, начиная от землетрясений интенсивностью менее 1 балла и кончая землетрясениями с интенсивностью 9 баллов, для записи колебаний грунта и конструкций с технологическим оборудованием были задействованы различные кинематические параметры сейсмических колебаний: смещения, скорости, ускорения. Для расчетов конструкций на сейсмостойкость используется, как правило, ускорение колебаний грунтов. Для энергетических оценок, для оценок напряжений и деформаций используется скорость колебаний.

На Иркутской ГЭС опытная эксплуатация 32-х канальной ИСС была начата в ноябре 1998 года. В декабре 1998 года введена в эксплуатацию 16-канальная ИСС в 9-ти этажном жилом доме в Академгородке. Качество и надежность цифровой сейсмической информации, поступающей с инженерно-сейсмометрических станций, в большой степени зависят от метрологических характеристик первичных преобразователей (сейсмометров, акселерометров) и тракта цифрового преобразования сигналов. Определение основных метрологических характеристик инженерно-сейсмометрической станции проводится методом прямых измерений с помощью специальной виброплатформы.

За период работы инженерно-сейсмометрическими станциями записан ряд землетрясений с эпицентрными расстояниями от 90 до 600 км и энергетическими классами в диапазоне от 9 до 15, в том числе ряд землетрясений, которые ощущались в Иркутске, Ангарске и др. Так, например, станцией АХНК были зарегистрированы по скорости 0.44 см/с, по ускорению  $24 \text{ см/с}^2$ , что по шкале MSK-64 соответствует 4-5 баллам. Отношения максимальных ускорений на верхнем ярусе конструкций с технологическим оборудованием к максимальным ускорениям на грунте для 19 землетрясений, зарегистрированных сейсмостанцией АЭХК, изменяются от 0.7 до 6.6. Это связано с интенсивностью сейсмического воздействия и частотным составом колебаний. Определены амплитудно-частотные и динамические характеристики опорных конструкций. Полученные данные позволили оценить возможные ускорения технологического оборудования от землетрясений из основных сейсмоактивных зон.

На плотине Иркутской ГЭС было записано 42 землетрясения. Несколько из них ощущались в г. Иркутске с силой до 5-6 баллов по шкале MSK-64. Записи этих землетрясений были использованы для прогноза «средних» грунтов на территории г.Иркутска, для прогноза параметров колебаний плотины Иркутской ГЭС при максимально

возможном землетрясении из зон ВОЗ с  $K=16,8$  и  $M=7.5$ . Полученные значения динамических характеристик зданий и сооружений на которых установлена инженерно-сейсмометрическая аппаратура позволяют прогнозировать их поведение под воздействием землетрясений различной интенсивности и из различных эпицентральных зон.

Наряду с стационарными ИСС, для проведения инженерно-сейсмометрических измерений разработаны и изготовлены станции Байкал-12 и Байкал-14. Первая из них, 12-канальная станция с 24-х разрядным АЦП, применяется для измерения динамических характеристик зданий с помощью микросейсм. Измерения, проводимые данной станцией, позволили определить динамические характеристики зданий при проведении паспортизации. Станция так же позволяет проводить сейсмическое микрорайонирование с помощью различных методов: землетрясения, взрывы, удары, сейсморазведка, микросейсмы. Станция Байкал-14 предназначена для проведения взрывных и вибрационных испытаний зданий. Станция имеет четыре периферийных блока, к которым подключается по 12 датчиков, а одновременно регистрация ведется по 48 каналам

Инженерно-сейсмометрический мониторинг на урбанизированных территориях с высоким сейсмическим риском имеет исключительно большое значение как для уточнения сейсмической опасности и контроля за состоянием сооружений, так и для предотвращения техногенных катастроф и уменьшения убытков от сильных землетрясений.

#### Список литературы

1. Nakamura Y. Earthquake alarm system for Japan Railways. //Jap. Railway Eng. 1989-28 № 4, p.1-7.
2. Павленов В.А., Черных Е.Н., Чечельницкий В.В. и др. Восстановление инженерно-сейсмометрической службы в г. Иркутске // Проблемы оценки и прогноза устойчивости геологической среды г. Иркутска. Иркутск, ИГТУ. 1997. С.95-98.

### ENGINEERING-SEISMOMETRIC SERVICE IN PRIBAIKALYE

**E.N. Chernykh, V.A. Pavlenov**

*Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia*

In the developed industrial countries, as USA and Japan, much attention is being given to engineering-seismometric service. For instance, 100 seismographs are installed in the network of high-speed railway lines Sinkansan, Japan, as long as 2 thousand kilometers, i.e., 1 seismograph for the 20 km of the track [1]. Seismic instruments were installed in all environmentally hazardous enterprises and important buildings (large bridges, tunnels, television towers) to record seismic effects as well as dynamic loads (man-made vibrations from working equipment and from natural microseisms) for nondestructive test of the state of these constructions.

In Pribaikalye there is a number of industrial works, where because of seismic hazard of the region engineering-seismometric observations are to be carried out to meet federal and industrial safety requirements. In Irkutsk region Baikalsk, Angarsk, Shelekhov, Usolje-Sibirskoe and Sayansk are the cities with the most environmentally hazardous productions. The problem of organizing engineering-seismometric service was especially acute in connection with the introduction of a new map of General Seismic Zoning (GSZ), which implies increase of initial seismicity in the areas with hazardous production.

Following «Seismic safety of Irkutsk» program, Institute of the Earth Crust SB RAS and laser party of SB RAS created the engineering-seismometric station (ESS) [2]. Nowadays ESS are installed in the Angarsk electrolysis chemical plant (AЕСР), Irkutsk hydro electric power station

(HEPS) and 9-storey residence house of 135 series in Akademgorodok (Irkutsk city). In January 1998 a seismic station was put into service in AECF. The station has 48 seismic channels. To cover the overall dynamic range of the record, beginning from earthquakes with intensity less than 1 and ending with earthquakes which intensity is 9, various kinematic parameters of seismic oscillations (displacements, velocities, accelerations) were used to record ground motions and oscillations of the constructions with production equipment. Ground motion acceleration is generally applied to design seismic resistance of constructions. To obtain energy, stress and deformation assessments, vibration velocity is used.

In November 1998 a 32-channel ESS in the Irkutsk HEPS and in December 1998 a 16-channel ESS in 9-storey residence house in Akademgorodok were brought into operation. The quality and reliability of digital seismic information from the engineering-seismometric stations depend largely on the metrological characteristics of prime converters (seismometers, accelerometers) and the path of digital transform of a signal. Determination of basic metrological characteristics of engineering-seismometric station is made by the method of direct measurements using a special vibration platform.

Over the period of operation, the engineering-seismometric stations recorded a number of earthquakes with epicentral distances from 90 to 600 km and energy classes from 9 to 15, involving a series of earthquakes felt in Irkutsk and Angarsk. For example, AECF station recorded earthquakes with maximum amplitude of velocity 0.44 cm/s and maximum amplitude of acceleration  $24 \text{ cm/s}^2$  that corresponds to intensity 4-5 on MSK-64 scale. Relations between the maximum accelerations on the upper floor of constructions with production equipment and the maximum accelerations on the ground for 19 earthquakes, recorded by AECF station, vary from 0.7 to 6.6. This is related with the intensity of seismic effect and frequency composition of oscillations. Amplitude-frequency and dynamic characteristics of supporting structures were determined. The data obtained made it possible to assess possible accelerations of production equipment from earthquakes occurred in major seismically active zones.

42 earthquakes were recorded on the dam of Irkutsk HEPS. Some of these with intensity 5-6 on scale MSK-64 were felt in Irkutsk. Records of these earthquakes were used to predict «average» grounds on the territory of the Irkutsk city and to predict oscillation parameters of the dam of Irkutsk HEPS at maximum credible earthquake from zones of Probable Earthquake Foci (PEF) with  $K=16.8$  and  $M = 7.5$ . The obtained dynamic characteristics of buildings and constructions in which engineering-seismometric equipment was installed enable one to predict their behavior under influence of earthquakes of varying intensity and from various epicentral zones.

In addition to stationary ESS, Baikal-12 and Baikal-14 stations were developed and constructed to perform engineering-seismometric measurements. The former 12-channel station with 24-step analog-to-digital converter is used to measure dynamic characteristics of buildings with the help of microseisms. Measurements made by this station allowed determinations of dynamic characteristics of buildings in introducing passports. The station also makes it possible to perform seismic microzoning using various methods: earthquakes, explosions, crumps, seismic exploration and microseisms. Baikal -14 station is dedicated to the performance of explosion and vibration tests of buildings. The station has four peripheral blocks with 12 sensors connected to each of them. 48 channels keep a record simultaneously.

Engineering-seismometric monitoring in the urbanized territories with high seismic risk is of considerable importance both to specify seismic hazard and control the state of construction and to prevent man-made disasters and reduce losses from large earthquakes.

1. Nakamura Y. Earthquake alarm system for Japan Railways // Jap. Railway Eng. 1989. 28. N4. P.1-7.
2. Pavlenov V.A., Chernykh E.N., Chechel'nitskii V.V. Recovery of engineering-seismometric service in Irkutsk // Problems of assessment and prediction of stability of the geological medium in Irkutsk. Irkutsk, IGTU. 1997. P.95-98 (in Russian).

## **ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЕСТОПОЛОЖЕНИЯ ВИБРОИСТОЧНИКОВ АМПЛИТУДНЫМ МЕТОДОМ**

**Е.Н. Черных, В.Н. Табулевич**

*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*

В сейсмологии для определения координат источников сейсмических волн традиционно применяется фазовый метод. Этот метод дает неплохие результаты для определения местоположения источников импульсного типа: землетрясения, взрывы, горные удары. В случае, если сейсмические волны возбуждаются источниками вибрационного типа, когда нет возможности выделить и идентифицировать фазы однотипных волн, фазовый метод не всегда дает положительные результаты. Не вдаваясь в особенности фазового метода, можно сказать, что многочисленные преломляющие и отражающие границы в толще земной коры, а также возникающие вторичные волны неопределенной поляризации изменяют направление волнового фронта. Вместо азимута на эпицентр от прямых волн, распространяющихся от источника возбуждения, фиксируется азимут на отражающие границы. Одновременное существование нескольких источников еще более усложняет правильное определение азимутов.

Применение фазового метода для пассивной локации некоторых источников затрудняет ряд принципиальных проблем. К числу таких источников можно отнести штормовые микросейсм (ШМС), гидротермальные очаги, транспорт. Особенностью такого типа источников является то, что в результате их действия создается поле интерференционных сейсмических волн, в котором не всегда возможно выполнить идентификацию и измерение фаз. Площадная расстановка и многоканальная регистрация в той или иной степени, компенсируют отмеченные недостатки фазового метода, но существенно усложняют систему измерений и затрудняют процесс автоматизации по определению координат движущихся источников.

В ряде работ предлагалось для определения местоположения источников сейсмических волн использовать амплитудный метод. По-видимому, одна из первых попыток определения положения источников микросейсм по отношению амплитуд трех пространственно разделенных станций была предпринята М. Джильнорон [1]. Вследствие значительных расхождений этот метод не получил дальнейшего распространения. Несколько иной принцип амплитудной локации был предложен В.Н. Табулевич [2]. Прежде всего в основу выбора сейсмических станций был положен принцип частотного синхронизма, поскольку неоправданно было бы сравнивать амплитуды микросейсм в отдельных точках земной поверхности не убедившись в том, что они генерируются одним и тем же источником колебаний. Неплохие результаты по локации источников вибрационного типа дает применение геотомографии [3,4].

Предлагаемый метод дает возможность определения местоположения виброисточника с одновременной оценкой его мощности. Суть его сводится к следующему. Пусть амплитуды колебаний связаны с мощностью и расстоянием следующей функцией:

$$A = \sqrt{W} F(r)$$

Изменение колебаний с расстоянием можно представить выражением:

$$F(r) = b/r^N$$

Где  $b$  – некоторая постоянная величина, зависящая от свойств среды, а  $N$  эффективный коэффициент затухания сейсмических волн.

Обозначая  $\sqrt{W} = w$ , будем иметь:

$$A = w b/r^N, \text{ а}$$

$$A_1 = w F(r_1)$$

$$A_2 = w F(r_2)$$

$$A_3 = w F(r_3)$$

Расстояния от источника возбуждения до сейсмоприемников будут:

$$R[1]^2 = (x-x_1)^2 + (y-y_1)^2$$

$$R[2]^2 = (x-x_2)^2 + (y-y_2)^2$$

$$R[3]^2 = (x-x_3)^2 + (y-y_3)^2$$

Предположим, что источник находится в точке  $O(x_0, y_0)$ . Будем называть его калибровочным источником, а расстояния и амплитуды, полученные от этого источника, назовем калибровочными радиусами и калибровочными амплитудами:  $Kr_1, Kr_2, Kr_3, KA_1, KA_2, KA_3$ .

Зададим приближенно мощность калибровочного источника:

$$KW = A_1/F(Kr_1) \text{ и калибровочные амплитуды } KA_2 = KW F(Kr_2), KA_3 = F(Kr_3)$$

Амплитуды микросейсм в точках 1, 2, 3 должны изменяться от калибровочного значения до истинного, регистрируемого в пунктах приема, т.е.  $KA \rightarrow A_2, KA_3 \rightarrow A_3$ . Разделим разности калибровочных и истинных амплитуд на  $M$  частей. Тогда в каждой точке  $M$  отрезка  $(A-KA)/M$  будем иметь текущие амплитуды:

$$A_1T = KA_1 + (A_1 - KA_1) n/M,$$

$$A_2T = KA_2 + (A_2 - KA_2) n/M,$$

$$A_3T = KA_3 + (A_3 - KA_3) n/M,$$

где  $n$  номер на числовом отрезке  $A-KA$ .

Пусть началом отсчета будет калибровочный источник. Перейдем в следующую расчетную ячейку и предположим, что амплитуды изменились на  $dA$ :

$$dA_1 = (A_1 - KA_1)/M,$$

$$dA_2 = (A_2 - KA_2)/M,$$

$$dA_3 = (A_3 - KA_3)/M.$$

Все остальные параметры также получают приращения. В результате будем иметь:

$$d(A_1) = dwF(r_1) + wF(r_1) (x-x_1) dx / r_1 + wF(r_1) (y-y_1) dy / r_1,$$

$$d(A_2) = dwF(r_2) + wF(r_2) (x-x_2) dx / r_2 + wF(r_2) (y-y_2) dy / r_2,$$

$$d(A_3) = dwF(r_3) + wF(r_3) (x-x_3) dx / r_3 + wF(r_3) (y-y_3) dy / r_3.$$

Здесь  $x, y, r_1, r_2, r_3, w$  – координаты, радиусы и мощности для предполагаемого источника возбуждения сейсмических колебаний. Решая систему уравнений относительно  $dx, dy, dw$  получим:

$$wT = Kw + dw, xT = x + dx, yT = y + dy.$$

Далее счет повторяется для всех значений текущих амплитуд. В конце последней итерации получаем окончательно мощность  $W$  и координаты  $x$  и  $y$  источника микросейсмических колебаний.

#### Список литературы

1. Gelmor M.H. Amplitude Distortion Distribution of Storm Microseisms. Symposium on Microseisms Nat. Res. Council, Publ. 306, Washington P.C. 1953.
2. Табулевич В.Н. Об определении положения источника возбуждения микросейсмических колебаний. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли. 1977. № 5. С.89-92.

3. Шубик Б.М., Ермаков А.Б. Автоматическое определение координат и моментов возникновения сейсмических событий, основанное на принципах эмиссионной томографии // Проблемы геотомографии. М., 1997. С.189-202.
4. Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Синицин В.И., Чебров В.Н.. Локация источников сейсмического шума, связанного с проявлением гидротермальной активности, методом эмиссионной томографии // Физика земли. 2004. № 2. С.66-81.

## DETERMINATION OF LOCATION OF VIBRATION SOURCES BY THE AMPLITUDE METHOD

**E.N. Chernykh, V.N. Tabulevich**

*Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia*

In seismology, the phase method is generally used in determining the coordinates of seismic wave sources. This method yields good results to determine the location of sources of impulse type: earthquakes, explosions, crumps. When seismic waves are generated by sources of vibration type and it is impossible to distinguish and identify phases of similar waves, the phase method does not always give positive results. Without going into detail of the phase method one can say that numerous refracting and reflecting boundaries in the crustal thickness, as well as secondary waves of uncertain polarization, change the wavefront direction. Instead of direction to the epicenter from the direct waves, propagating from excitation source, azimuth to the reflecting boundaries is fixed. Simultaneous occurrence of several sources makes the correct determination of azimuths more difficult.

A number of principal problems complicates application of the phase method for passive location of some sources (storm microseisms, hydrothermal sources and transport). A peculiarity of this type of sources is that they produce a field of interferential seismic waves, in which phase identification and measurement are sometimes impossible. Deployment over an area and multichannel recording compensate, to some extent, the weaknesses of the phase method but make the system of measurements and the process of automation in determining the coordinates of moving sources more complicated.

Use of the amplitude method in determining the location of seismic wave sources was suggested in a number of studies. The first efforts to determine the position of microseism sources, using the relationship between amplitudes of three separated in space stations, was possibly made by M. Gelmor [1]. This method has not been used extensively due to significant disagreements between the determined and the true coordinates. V.N. Tabulevich [2] suggested a somewhat different principle of amplitude location. First, the basis for choosing seismic stations is the principle of frequency synchronism, since comparison of microseism amplitudes in individual points of the earth surface is unjustified if you are not sure that they are generated by the same oscillation source. Application of geotomography yields quite good results for source location of vibration type (3, 4).

This method makes it possible to determine the location of vibration source and to estimate its power simultaneously. The main point of this method is the following. Let us assume that oscillation amplitudes are connected with power and distance by the following function:

$$A = \sqrt{W} F(r)$$

Oscillation variation with distance can be expressed as:

$$F(r) = b/r^N,$$

where  $b$  is a constant value dependent on the medium properties and  $N$  is an efficient attenuation factor of seismic waves.

Denoting  $W = w$ , we obtain:

$$A = w b/r^N, \quad a$$

$$A_1 = w F(r_1)$$

$$A_2 = w F(r_2)$$

$$A_3 = w F(r_3)$$

Distances from excitation source to seismic detectors are:

$$R[1]^2 = (x-x_1)^2 + (y-y_1)^2$$

$$R[2]^2 = (x-x_2)^2 + (y-y_2)^2$$

$$R[3]^2 = (x-x_3)^2 + (y-y_3)^2$$

Let us assume that a source is in the point 0 ( $x_0, y_0$ ). It will be called the calibration source, and distances and amplitudes obtained from this source will be denoted the calibration radii and the calibration amplitudes:  $Kr_1, Kr_2, Kr_3, KA_1, KA_2, KA_3$ .

Let us approximately prescribe the power of the calibration source.

$$KW = A_1/F(Kr_1) \text{ and calibration amplitudes } KA_2 = KWF(Kr_2), KA_3 = F(Kr_3)$$

Microseism amplitudes of microseisms in points 1, 2 and 3 are to be varied from the calibration value to the true value recorded in points of arrival, i.e.,  $KA \rightarrow A_2, KA_3 \rightarrow A_3$ . Divide the differences of calibration and true amplitudes into  $M$  parts. Now each point of  $M$  section  $(A-KA)/M$  will have current amplitudes:

$$A1T = KA_1 + (A_1 - KA_1) n/M,$$

$$A2T = KA_2 + (A_2 - KA_2) n/M,$$

$$A3T = KA_3 + (A_3 - KA_3) n/M,$$

where  $n$  is a number on the figure section  $A-KA$ .

Let a calibration source be the reference point. Now pass into the next cell and suggest that the amplitudes have varied over  $dA$ .

$$dA_1 = (A_1 - KA_1)/M,$$

$$dA_2 = (A_2 - KA_2)/M,$$

$$dA_3 = (A_3 - KA_3)/M.$$

The rest of the parameters will also obtain increments. As a result:

$$d(A_1) = dwF(r_1) + wF(r_1) (x-x_1) dx / r_1 + wF(r_1) (y-y_1) dy / r_1,$$

$$d(A_2) = dwF(r_2) + wF(r_2) (x-x_2) dx / r_2 + wF(r_2) (y-y_2) dy / r_2,$$

$$d(A_3) = dwF(r_3) + wF(r_3) (x-x_3) dx / r_3 + wF(r_3) (y-y_3) dy / r_3.$$

Here  $x, y, r_1, r_2, r_3$  and  $w$  are coordinates, radii and power for the proposed source of excitation of seismic oscillations. Solutions of the system of equations for  $dx, dy, dw$  yields:  $WT = Kw + dw, xT = x + dx, yT = y + dy$ .

Counting is further repeated for all current amplitudes. At the end of the last iteration,  $W$  power and  $x$  and  $y$  coordinates of microseism oscillation source are conclusively derived.

## References

5. Gelmor M.H. Amplitude Distortion Distribution of Storm Microseisms. Symposium on Microseisms Nat. Res. Council, Publ. 306, Washington P.C. 1953.
6. Kugaenko Yu.A., Saltykov V.A., Sinitsyn V.I., Chebrov V.N. Location of sources of seismic noise related to the manifestation of hydrothermal activity by the method of emission tomography. //Physics of the Earth, 2004, N2, P.66-81 (in Russian).
7. Shubik B.M., Ermakov A.B. Automatic determination of coordinates and moments of seismic event occurrence based on the principles of emission tomography. Problems of geotomography. M., 1997. P.189-202 (in Russian).
8. Tabulevich V.N. On determination of position of excitation source of microseismic oscillations. Proc. of AN SSSR, ser. Fizika Zemli, 1997, N5, P.89-92 (in Russian).



## ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

**Р.П. Дорофеева, С.В. Лысак**

*Институт земной коры СО РАН, Россия*

Рассматриваемая территория находится в Центральной Азии и представляет собой сложное сочетание разновозрастных и разнотипных геологических структур: докембрийской (€) Сибирской платформы, Саяно-Байкальской (PR+PZ) и Забайкальской (MZ) складчатых областей и кайнозойской (KZ) Байкальской рифтовой зоны.

На глубине 1 км на юге Сибирской платформы измеренные температуры варьируют от 14 до 29°C. Расчетные температуры на глубине 5 км достигают 40-118°C. На аномальных участках они превышают 80-100°C.

В БРЗ на глубине 1 км рифтовые впадины оконтуриваются изотермой 20°C. Внутри этих контуров температуры достигают 37-56°C в Тункинской, 33-55 – в Селенгинской, 22-66 - в Баргузинской впадинах. На глубине 5 км рифтовая зона оконтуривается изотермой 60°C, а рифтовые впадины – изотермами 70 и 100°C. Внутри этих контуров вероятно повышение температур до 120-150°C в Тункинской и Баргузинской впадинах, т.е. рифтовые впадины разогреты значительно сильнее, чем их горное обрамление.

В пределах рифтовой зоны толщина коры изменяется от 35 км (наиболее глубокая часть Байкальской впадины) до 50 км (горное обрамление Тункинской впадины). Резкие изменения (на 8-10 км) часто происходят на малых (15-20 км) расстояниях. Отмечается тенденция утонения земной коры под крупными впадинами по сравнению с районами непосредственно примыкающих к ним горных хребтов (Зорин, 1971).

В южных районах Сибирской платформы по определениям в 64 глубоких скважинах тепловой поток изменяется от 21 до 60 мВт/м<sup>2</sup> и в среднем составляет 38 ± 4 мВт/м<sup>2</sup>. Относительно интенсивный вынос тепла (45 ± 6 мВт/м<sup>2</sup>) наблюдается в сводовых частях антиклинальных структур и соляных куполов, осложненных тектоническими нарушениями.

В Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) тепловой поток весьма неоднороден, так как его величины варьируют от 15-20 до 100-200 мВт/м<sup>2</sup> и выше, причем весь этот диапазон значений присущ прежде всего самой Байкальской впадине и практически повсеместно превышает 50 мВт/м<sup>2</sup>. Аномально повышенный вынос тепла (более 100-200 мВт/м<sup>2</sup>) происходит лишь на отдельных участках – в зонах разломов, чаще всего вытянутых вдоль берегов озера. Экстремальные значения потока (более 200-3000 мВт/м<sup>2</sup>) приурочены к локальным очагам разгрузки трещинных гидротерм на дне озера. Средняя величина теплового потока, исключая экстремальные значения, равна 71 ± 21 мВт/м<sup>2</sup> (Golubev, 1993).

## GEOTHERMAL POTENCIAL IN SOUTHERN PART OF EAST SIBERIA

**Raisa Dorofeeva<sup>1</sup>, Svetlana Lysak**

*Institute of the Earth Crust, Russian Academy of Sciences, Siberian Branch, Russia*

Our study area is located in the Central Asia and includes a complicated combination of geological structures of different ages and different types: the Precambrian (€) Siberian platform, Sayan-Baikal (PR+PZ) and Transbaikal (MZ) folded areas and Cenozoic (KZ) Baikal Rift Zone

At depth of 1 km in the southern part of the Siberian platform the measured temperatures vary from 14 up to 29 °C. The calculated temperatures at a depth of 5 km reach 40-118 °C. In abnormal sites they may exceed 80-100 °C.

**In the Baikal Rift Zone** at a depth of 1 km the rift depressions are outlined by the 20 °C isotherm. Within its contours the temperature reaches 37-56 °C in the Tunka, 33-55 °C - in the Selenga, and 22-66 °C - in the Barguzin depressions. At a depth of 5 km the rift zone is outlined by the 60 °C isotherm, while rift depressions are outlined by 70 and 100 °C isotherms. Within these borders there is a probable increase of temperatures up to 120-150 °C in the Tunka and Barguzin depressions, i.e. rift depressions are much stronger heated as compared to their folding framing.

Within the rift zone the thickness of the crust varies from 35 km (the deepest part of the Baikal depression) to 50 km (mountain framing of the Tunka depression). Sharp changes (by 8-10 km) frequently occur on small (15-20 km) distances. The earth's crust tends to thin out under large depressions as compared to the areas proximal to mountain ridges (Zorin, 1971).

**In the southern regions of the Siberian platform** the measured temperatures in 64 deep bore holes show the variations of the heat flux from 21 to 60 mW/m<sup>2</sup>. Its average value is 38 ± 4 mW/m<sup>2</sup>. A rather intensive heat loss (45 ± 6 mW /m<sup>2</sup>) is observed in arched parts of anticlinal structures and the saline domes complicated by tectonic dislocations.

**In the Baikal Rift Zone (BRZ)** the heat flux is rather non-uniform, as its values vary from 15-20 to 100-200 mW/m<sup>2</sup> and higher. This range of values is characteristic for the Baikal depression, in which the heat flux exceeds 50 mW/m<sup>2</sup> almost everywhere. An abnormally increased heat loss (more than 100-200 mW/m<sup>2</sup>) occurs only at separate sites - within the elongated fault zones situated along the shore of the lake. Extreme values of the heat flux (more than 200-3000 mW/m<sup>2</sup>) are found locally in the centers of discharge from fissure hydrotherms breaching the bottom of the lake. The average value of the heat flow, except for extreme values, is equal to 71 ± 21 mW/m<sup>2</sup> (Golubev, 1993).

## О РАБОТЕ КАМЧАТСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ ФЕДЕРАЛЬНОГО ЦЕНТРА ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

**Е.И. Гордеев, В.А. Салтыков, Ю.К. Серафимова**

*Камчатская Опытно-методическая сейсмологическая партия Геофизической службы  
РАН,*

*683006, г.Петропавловск-Камчатский, бул. Пийпа, 9, Россия. E-mail: salt@emsd.ru*

Доклад посвящен деятельности Камчатского отделения Федерального центра прогнозирования землетрясений (КамО ФЦПЗ) в течение шести лет. Кратко представлена структура КамО ФЦПЗ, его задачи и функции. Дана информация о видах наблюдений, на основании которых формируются прогнозы сильных землетрясений. Рассмотрены прогнозы и предвестники камчатских землетрясений с  $M \geq 6.0$  в 1998-2004 гг. Даются значения эффективности  $J$  прогноза по отдельным методам.

## ABOUT KAMCHATKAN BRANCH OF FEDERAL CENTER OF EQ PREDICTION

**Ye.I. Gordeev, V.A. Saltykov, Yu.K. Serafimova**

*Kamchatkan Experimental and Methodical Seismological department, Geophysical Service,  
RAS,*

*683006, Petropavlovsk-Kamchatsky, Piip blvd., 9, Russia. E-mail: salt@emsd.ru*

Kamchatkan Branch of Federal Center of Earthquake Prediction was established in 1998 as subdivision of Geophysical Service of Russian Academy of Sciences. Analysis of strong earthquake precursors is one of its main functions. Precursors detected by various kinds of observations and by different methods are shown. Among them there are seismological, seismoacoustic, hydrodynamic, hydro- and geochemical, electromagnetic precursors. Total

amount of used methods is more than 15. Performance evaluations are given for some precursors.

The presented data about precursors were received by Kamchatkan Seismological Department of Geophysical Service, Institute of Volcanic Geology and Geochemistry, Institute of Cosmophysical Research and Radio Wave Propagation, Kamchatkan State Pedagogical University, Institute of Physics of the Earth, and «Kamchatnedra».

## О ВОЗМОЖНОСТИ НАДЕЖНОГО ПРОГНОЗА СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

**В.М. Ившин<sup>1</sup>, Е.В. Ившина<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006, Россия*

<sup>2</sup> *Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, 119899, Россия*

В настоящее время можно считать установленным, что землетрясение вызывается разрывом земных недр, который возникает тогда, когда напряжение в окрестности будущего разрыва достигает предельного значения. Следовательно, непрерывно наблюдая за изменением напряжения в глубинах Земли можно осуществлять прогноз землетрясений.

Для разработки метода непрерывного наблюдения за изменением указанного напряжения были проведены исследования градиентов смещения, создаваемых силой тяжести в поверхностном слое земной коры. С этой целью на Камчатке в устье реки Налычева, недалеко от поселка Лесной и на утесе Авачинской бухты на глубине пятидесяти метров были установлены специальные геомеханические датчики, представляющие собой прочно связанные со средой вертикальные гильзы, в которых для преобразования механического сигнала в электрический закреплены скважинные наклонометры модели НИВ-1 [1]. В результате исследований было найдено, что за ростом напряжения в недрах Земли можно следить путем непрерывного наблюдения с помощью геомеханических датчиков за изменением вертикальных градиентов горизонтального смещения в поверхностном слое земной коры мощностью около пятидесяти метров.

Такие наблюдения были проведены в вулканическом поясе Камчатки с помощью двух геомеханических датчиков, созданных в Петропавловске-Камчатском. Один датчик был установлен на глубине пятидесяти метров в скальном массиве, другой – в рыхлых отложениях. Многолетние ряды наблюдений показали, что перед землетрясением в сейсмофокальной зоне с  $M > 7$  в вулканическом поясе вблизи очага возникает участок сжатия, на расстоянии от очага около двухсот километров возникает участок растяжения, а на расстоянии от очага, равном примерно ста километрам, образуется нейтральный участок, где и сжатие, и растяжение пренебрежимо малы. Это означает, что фронтальная часть Курило-Камчатской островной дуги перед сильным землетрясением в сейсмофокальной зоне на вулканическом поясе как на упругом основании изгибается в горизонтальной плоскости.

При изгибе фронтальной части островной дуги напряжение сжатия в вулканическом поясе меняется во времени в соответствии с изменением давления океанской плиты. Напряжение в сейсмофокальной зоне меняется во времени также в соответствии с изменением давления океанской плиты. Таким образом, характер изменения напряжения сжатия в вулканическом поясе соответствует характеру изменения напряжения в сейсмофокальной зоне.

Из полученных временных рядов, описывающих изменение напряжения сжатия в вулканическом поясе, следует, что напряжение в сейсмофокальной зоне перед сильным землетрясением сначала медленно растет до некоторого значения, а потом плавно уменьшается вплоть до момента землетрясения. Значит, сильное землетрясение в

сейсмофокальной зоне предваряется квазипластическими деформациями, которые начинаются, когда напряжение в районе будущего землетрясения достигает максимальной величины [2]. Так как в реальных условиях нагружения с наступлением квазипластических деформаций разрыв земных недр становится неизбежным, на основании сказанного в докладе делается заключение, что, наблюдая за изменением напряжения сжатия в вулканическом поясе с помощью геомеханических датчиков, можно осуществлять надежный прогноз сильных землетрясений в сейсмофокальной зоне островных дуг. Основанием для прогноза является уменьшение напряжения после достижения им максимальной величины. Данный прогноз будет среднесрочным, поскольку между моментом максимального напряжения и моментом землетрясения, как показывают временные ряды, проходит несколько месяцев.

#### Список литературы

1. Ившин В.М. Скважинный наклономер НИВ-1 // Вулканология и сейсмология. 1993. № 5. С.105-112.
2. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. С. 34-48.

#### ON THE POSSIBILITY OF RELIABLE FORECAST FOR LARGE EARTHQUAKES

V.M. Ivshin<sup>1</sup>, E.V. Ivshina<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of volcanology and seismology, Far East Division, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, Russia*

<sup>2</sup>*Geological Department, Moscow Lomonosov State University, Russia, Moscow, 119899, Russia*

At present time one can consider established, that the earthquake is caused by the rupture of entrails, which arises then, when the stress in environment of future rupture reaches maximum value. Therefore, continuously observing for the variation of stress at depth of the Earth one can realize forecast for earthquakes.

For working out of the method of continuous observations for the variation of mentioned stress the researches of displacement gradients were carried out, which are created by gravity at the veneer of the crust. With this purpose in Kamchatka in the mouth of the Nalycheva river, near Lesnoy settlement and on the rock of Avacha bay at a depth of about fifty metres were created special geomechanical sensors representing strongly bound with environment the vertical sleeve, in which the borehole tiltmeter of the model NIV-1 [1] is fixed for the transformation of mechanical signal into electric. As a result of the researches it was found, that for the increase of stress in interior part of the Earth one can watch by continuous observation with the help of the geomechanical sensors for the variation of the vertical gradients of horizontal displacement in surface layer of the earth's crust of the depth about fifty metres.

Such researches were carried out in volcanic belt of Kamchatka with the help of two geomechanical sensors, created in Petropavlovsk-Kamchatskii. One sensor was installed at a depth of fifty metres in rocky massif, other – in friable depositions. Long-term series of observations showed, that before the earthquake  $M > 7$  in the seismofocal zone in volcanic belt of Kamchatka near earthquake focus arises the segment of compression, at a distance about two hundred kilometres from the focus arises the segment of tension, and at a distance from the focus, equal approximately hundred kilometres, appears the neutral zone, where both compression and tension slightly are small. It means, that the frontal part of the Kuril-Kamchatka island arc before large earthquake in the seismofocal zone in volcanic belt as on the elastic basis bends in horizontal plane.

Under bending of frontal part of an island arc the compressive stress in volcanic belt in time varies in accordance with the variation of pressure of an ocean plate. The stress in the

seismofocal zone in time also varies in accordance with the variation of pressure of an ocean plate. Therefore, the nature of variation of stress compression in volcanic belt corresponds to the nature of variation of stress in seismofocal zone.

On the base of obtained time series describing the variation of stress compression in volcanic belt we may conclude, that the stress in the seismofocal zone before large earthquake at first slowly grows up to some value, and then smoothly decreases up to the moment of earthquake. It means, that the large earthquake in the seismofocal zone is anticipated by quasi-plastic deformations, which begin, when the stress in the region of future earthquake reaches the maximum value [2]. So long as in real conditions of loading with coming of quasi-plastic deformations the rupture of entrails becomes inevitable, on the base of reported in the paper is made the conclusion, that watching for the variation of stress compression in volcanic belt with the help of the geomechanical sensors it is possible to realize the reliable forecast for large earthquakes in the seismofocal zone of island arcs. The base for the prediction is the decrease of stress after reaching by it maximum value. The given prediction will be intermediate-term, so long as between the moment of maximum stress and the moment of earthquake, as it can be seen from time series, pass some monthes.

#### References

1. Ivshin V.M. Borehole tiltmeter NIV-1 // *Volcanology and seismology*. 1993. № 5. P.105-112.
2. Sobolev G.A. *The basis of the forecast for earthquakes*. M.: Nauka, 1993. P.34-48.

### **СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЗОНЫ ХР.ЧЕРСКОГО И ЕЕ ПРОДОЛЖЕНИИ К КАМЧАТКЕ (СЕВЕРО-ВОСТОК ЯКУТИИ И СЕВЕРНОЕ ПРИОХОТЬЕ)**

**Б.М. Козьмин, А.Ф. Петров, С.В. Шibaев, К.В. Тимиршин**  
*Якутский филиал Геофизической службы СО РАН, Россия*

Инструментальные наблюдения сети сейсмических станций, принадлежащих Якутскому и Магаданскому филиалам ГС СО и ДВО РАН, зафиксировали за последние 50 лет на Северо-Востоке России более 6 тысяч землетрясений. Эти проявления сейсмичности сконцентрированы в широкой (до 400 км) полосе эпицентров землетрясений, которая тянется от дельты р. Лены вдоль системы хр. Черского через Северное Приохотье и залив Шелихова Охотского моря к полуострову Камчатка. Указанная полоса в свою очередь является фрагментом крупного Арктико-Азиатского сейсмического пояса [1], пересекающего Северный Ледовитый океан и Азиатский континент и соединяющего сейсмичность Арктики с Тихоокеанским регионом. Эта сейсмическая зона хр. Черского прослеживается на расстояние более 8 тыс.км, отделяя Евразийскую и Охотоморскую литосферные плиты от Северо-Американской. В зоне хр. Черского особенно активен ее юго-восточный фланг. Здесь на территории между долинами рек Индигирка, Колыма и северным побережьем Охотского моря, включая примыкающий к нему морской шельф, обнаруживается крупное скопление эпицентров землетрясений. Среди них более десятка случаев имели магнитуду  $M=5.0-6.8$ , в том числе: Артыкское 1971 г. ( $M=6.8$ ), Кулинское 1972 г. ( $M=5.7$ ), Гижигинское 1979 г. ( $M=5.2$ ), Купкинские 1979 и 1981 г. ( $M=5.2$ ), Западно-Камчатское 1996 г. ( $M=6.2$ ) и другие землетрясения. Все сейсмические события имеют коровое происхождение (глубина очагов 8-50 км) и приурочены к системам активизированных тектонических нарушений.

Наиболее отчетливо граница между Северо-Американской и Охотоморской плитами прослеживается здесь по левому сдвигу Улахан длиной около 1500 км, входящему в

состав Индигиро-Колымской системы разломов. Он надежно диагностируется на космических снимках прямыми отрезками кулис, на левых окончаниях которых образовалась «цепочка» молодых мини-впадин растяжения (Верхнелыглыхтахская, Верхнесударская, Переправинская, Бугчанская, Верхнеэриkitская и др.). При пересечении разломом Улахан верховьев притоков рек Рассоха и Омулевка (бассейн р. Ясачной, впадающей в р. Колыму), отмечается сдвиг влево их русел с амплитудой до 24 км, начиная со среднего плиоцена (3.4 млн. лет) [2]. Это позволяет рассчитать среднюю скорость подвижек по разлому Улахан, которая составила 0.7 см/год. В зоне влияния данного дизъюнктива рядом исследователей (Г.С. Гусев, В.М. Мерзляков, В.С. Имаев, Б.П. Важенин и др.) выявлены многочисленные следы древних и современных сейсмодислокаций (Тирехтях, Урультун, Ньючага, Эзоп, Чибагалах и др.), возникших при сильных землетрясениях в виде крупных обвалов, оползней, камнепадов, павалов леса и т.п. Часть из них образовала плотины, перегородившие русла рек. Примером подобного случая может служить обвал объемом примерно 200-300 млн.м<sup>3</sup> горных пород (дислокация «Тирехтях») в хр. Улахан-Чистай, который запрудил долину 10-километрового ручья Юрюн-Тас (приток р.Тирехтях в бассейне р. Момы) плотиной высотой около 360 м. Вода из подпруженного бассейна фильтруется сквозь основание плотины на расстояние до 1.5 км, а в водоеме перед плотиной образовалась толща рыхлых отложений мощностью до 140 м. Подобная дислокация могла образоваться в момент катастрофического землетрясения около 1 тыс. лет назад [3]. Повсеместно разлом Улахан сейсмоактивен и сопровождается сгущением эпицентров землетрясений, которые как бы «нанизаны» на линию разлома от р. Индигирки через долину р. Колымы к Гижигинской губе Охотского моря. Далее к юго-востоку эти проявления сейсмичности имеют продолжение в северной части залива Шелихова и в бассейн рек Шаманка и Лесная на западном побережье Камчатки. Окончание этой «сейсмической трассы», которая пересекает Камчатский перешеек, приходится на о. Карагинский в Беринговом море (Тихоокеанский регион). В настоящее время в зоне влияния разлома Улахан наблюдаются сейсмические события умеренной интенсивности с магнитудой  $M$ , не превышающей 5.0-5.5. По данным фокальных механизмов землетрясений по названному разлому имеют место северо-западные левосдвиговые движения, близкие к простиранию рабочей плоскости этого дизъюнктива, установленные по геологическим данным [4]. Одновременно со сдвиговой компонентой здесь также присутствуют взбросовые подвижки. Так, для Сеймчанского землетрясения 1974 г. зафиксирован левый сдвиг, а при событии в верховьях р. Кур (бассейн р. Момы) отмечены левый сдвиг со взбросом. При этом, во всех случаях тектонические напряжения сжатия действовали близгоризонтально в северо-восточном направлении (средний азимут 65°), что подтверждает коллизионную природу местной сейсмичности. На крайнем юго-востоке в заливе Шелихова и на Камчатском перешейке левые сдвиги сменяются взбросами, хотя подобная картина ориентации поля напряжений менее надежна из-за небольшой статистики наблюдений.

Кроме основного варианта границы Северо-Американской и Охотоморской плит по разлому Улахан с выходом к о. Карагинский, возможно, существует другая «линия» границы, которая в виде неширокой полосы землетрясений ответвляется от Улахана под острым углом 20-25° южнее Сеймчано-Буондинской впадины и следует к заливу Шелихова и западному побережью Камчатки вблизи мыса Южный. Эта полоса отчетливо маркируется благодаря ощутимому Западно-Камчатскому землетрясению 1996 г. с  $M=6.2$  [5], после которого наблюдалась серия афтершоков (более 50). Интересно, что направление этой линии совпадает с простиранием Алеутской островной дуги.

Таким образом, пространственное распределение эпицентров землетрясений указывает на диффузный характер происходящих здесь сеймотектонических процессов, обусловленных обстановкой сжатия и вызывающих хаотичные движения на коллизионных границах плит. Об этом также свидетельствует ширина (до 400 км) их зоны взаимодействия.

1. Ulomov V.I., Shumiluna L., Trifonov V. et al. 1999. Sesmic hazard of Northern Eurasia // *Annali Di Geofisica*. Vol. 42, N 6, pp.1023-1038.
2. Mclean M.S., Fujita K., Mackey K.G., Kleber E., Koz'min B.M., Imaev V.S. 2000. The Ulachan Fault System, Northeast Russia. // *Abstracts. 2000 Fall Meeting AGU*. San-Fransisco: USA. p. F1164.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. 2000. Сейсмоструктура Якутии. М.: ГЕОС. 227 с.
4. Гусев Г.С., Мокшанцев К.Б., Третьяков Ф.Ф. 1976. Разломы Верхояно-Чукотской складчатой области // *Разломная тектоника территории Якутской АССР*. Якутск: ЯФ СО АН СССР. С.73-114.
5. Гунбина Л.В., Лещук Н.М. 2002. Северо-Восток России // *Землетрясения Северной Евразии в 1996 году*. М.: ГС РАН. С.144-147.

**SEISMOTECTONIC MANIFESTATIONS IN THE SOUTHEASTERN CHERSKY RANGE ZONE AND ITS CONTINUATION ON TO KAMCHATKA (NORTHEAST YAKUTIA AND NORTHERN PRIOKHOTYE)**

**B.M. Koz'min, A.F. Petrov, S.V. Shibaev, K.V. Timirshin**

*Yakut Office Geophysical Survey of Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Russia*

The Yakut and Magadan regional seismic networks have recorded more than 6000 earthquakes in northeast Russia over the past 50 years. Seismicity of the region is represented by a broad (up to 400 km) epicentral band extending from the Lena river delta along the Chersky Range system through Northern Priokhotye and Shelikhov Bay in the Sea of Okhotsk to Kamchatka peninsula. The band makes part of the large Arctic-Asian seismic belt [1] intersecting the Arctic ocean and the Asian continent and linking the seismicity of the Arctic with that of the Pacific region. The seismic zone of the Chersky Range is traceable for a distance of more than 8000 kilometers separating the Eurasian and Okhotsk plates from the North American one. Most seismically active is the southeastern flank of the Chersky Range zone. Here, on the territory between the Indigirka and Kolyma river valleys and the northern shore of the Sea of Okhotsk, including its shelf, a large epicentral cluster has been recorded. Over a dozen of the earthquakes had magnitude 5.0-6.8, among them the 1971 Artyk (M=6.8), the 1972 Kula (M=5.7), the 1979 Gizhiga (M=5.2), the 1979 and 1981 Kupka (M=5.2), the 1996 West Kamchatka (M=6.2) and other events. All the events were crustal in depth (focal depth 8-50 km) and confined to activated tectonic fault systems. The boundary between the North American and the Okhotsk plates is most clearly defined by left-lateral Ulakhan strike-slip fault about 1500 km in length which makes part of the Indigirka-Kolyma fault system. It is visible on space images as series of en-echelon features with young extension mini-basins developed on their left terminations (Upper Lyglykhtakh, Upper Sudar, Pereprava, Bugchan, Upper Erickit, etc.). Where the Ulakhan fault transects the upper reaches of the tributaries of the Rassokha and Omulevka rivers (the river basin of Yasachnaya flowing into the Kolyma river) the river channels have become offset to the left by 24 km beginning in the Middle Pliocene (3.4 Ma) [2]. This permitted estimating the mean rate of motions along the Ulakhan fault which is equal to 0.7 cm/yr. Some researchers (Gusev, Merzlyakov, Imaev, Vazhenin, etc.) have found in the zone of influence of the fault much evidence of ancient and modern seismic dislocations such as rockfalls, landslides, fallen trees and others (Tirekhtyakh, Urul'tun, Nyuchaga, Ezop, Chibagalakh, etc.) that had resulted from strong earthquakes. Some of them have dammed the river beds. An example is a rockfall with a volume of about 200-300 million cubic meters (Tirekhtyakh dislocation) in the

Ulakhan-Chistay Range which formed a 360 m high dam that dammed in the valley of the 10 km long Yuryn-Tas Creek (tributary of Tirekhtyakh river in the Moma river basin). Water from the dammed up basin penetrated through the dam, while in front of the dam a mass of loose sediments up to 140 m thick was deposited. Such a dislocation could have formed at the time of a seismic hazard about 1000 years ago [3]. The Ulakhan fault is seismically active throughout its length. The earthquake epicenters look as if «strung» on the fault line in the direction from the Indigirka river through the Kolyma river valley to Gizhiga Bay in the Sea of Okhotsk. Southeastward the seismicity continues on to the northern part of Shelikhov Bay and the Shimanka and Lesnaya rivers basin on the western coast of Kamchatka. Then the «seismic line» cuts the Kamchatka isthmus and ends in Karaginskiy Island in the Bering Sea (Pacific region). Nowadays in the zone of influence of the Ulakhan fault seismic events with magnitude not exceeding 5.0-5.5 are taking place. Focal mechanisms for the events indicate north-eastern left-lateral strike slip on the Ulakhan fault coinciding with the fault plane as defined from geological data [4]. A reverse fault component is also present here. For example, left-lateral strike slip was determined for the 1974 Seimchan event, while in the case of the event in the upper Kur river (Moma river basin) left-lateral strike slip with a component of reverse faulting was recorded. In all cases, tectonic compressive stresses acted subhorizontally in a northeastward direction (mean azimuth 65°), which supports the collisional nature of local seismicity. In the extreme southeast in Shelikhov Bay and the Kamchatka isthmus left-lateral strike slip gives way to reverse faulting, but this stress pattern is less reliable because of the limited number of observations made there. Along with the main variant of the boundary between the North American and Okhotsk plates running along the Ulakhan fault as far as Karaginskiy Island another boundary «line» is possible, which in the form of a narrow band of earthquakes branches off from Ulakhan at an acute angle (20-25°) east of the Seimchan-Buyunda basin and is traceable in the direction towards Shelikhov Bay and western coast of Kamchatka nearby South Cape. The band is clearly marked by the well-felt 1996 West Kamchatka event (M=6.2) [5] with a series of aftershocks (over 50). Interestingly, the sense of the line coincides with the strike of the Aleutian island arc. Thus, spatial distribution of the earthquake epicenters is indicative of a diffuse nature of seismotectonic processes occurring in the region, which are conditioned by compressive stresses and cause chaotic motions on collisional plate boundaries. This is also supported by the width (up to 400 km) of their zone of interaction.

#### References

1. Ulomov V.I., Shumilina L., Trifonov V. et al. 1999. Seismic hazard of Northern Eurasia. // *Annali Di Geofisica*. V. 42, N 6, p. 1023-1038.
2. Mclean M.S., Fujta K., Mackey K.G., Kleber E., Koz'min B.M. and Imaev V.S. 2000. The Ulakhan Fault System, Northeast Russia. // 2000 Fall Meeting AGU. Abstracts. San-Fransisco: USA. p. F1164.
3. Imaev V.S., Imaeva L.P. and Koz'min B.M. 2000. Seismotectonics of Yakutia. Moscow: GEOS, 227 p. (in Russian)
4. Gusev G.S., Mokshantsev K.B. and Tretyakov F.F. 1976. Faults of the Verchoyansk-Chukotka fold region. // *Fault tectonics of the Yakut ASSR territory*. Yakutsk: YaF SO AN SSSR, p. 73-114 (in Russian).
5. Gunbina L.V. and Leschuk, N.M. 2002. Northeast Russia. // *Earthquakes in the North Eurasia in 1996*. Moscow: GS RAN, p. 144-147 (in Russian).



## ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ И АКТИВНОСТЬ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ СРЕДНЕГО-НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ

А.А. Коковкин

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г.Хабаровск, Россия*

Под активностью континентальной коры здесь понимается характер ее геодинамического режима на конкретном этапе эволюции, выраженный в наличии соответствующих по возрасту морфоструктур, дислокаций, эндогенных эпигенетических изменений, водно-газовых аномалий. В кайнозойское развитие континентальной коры Среднего-Нижнего Приамурья, в соответствии с моделью автора, выразилось в формировании рифтогенно-орогенной структурной триады, состоящей из Амуро-Ханкайского рифтогена в центре и двух орогенных систем на ее периферии – Сихотэ-Алинской на востоке и Восточно-Буреинской на западе. Эта триада, заложенная в палеоцен-эоценовое время, продолжила свое развитие и на плейстоцен-голоценовом этапе. Формирование ее внутренней структуры определили глубинные разломы, которые функционировали в режиме знакопеременного сдвига, с циклической сменой активности по системам разного направления. Индикаторами этого режима являются приразломные впадины в орогенах и внутренние поднятия в рифтогене. Эти структуры, развивающиеся синхронно с вмещающими их системами, но в полярном по отношению к ним режиме, получили название инверсионных. Активность структурной триады на плейстоцен-голоценовом этапе диагностируется дислокациями, наложенными на наиболее молодые элементы этих инверсионных структур. Изучение этих дислокаций было проведено автором в 2003-2004 гг. в Средне-Амурской впадине и на Сихотэ-Алинском орогене.

*Хабаровско-Хехцирская система поднятий* расположена в центре Средне-Амурской кайнозойской впадины, являющейся северным фрагментом Амуро-Ханкайского рифтогена. Поднятия системы локализованы в узле пересечения зон глубинных разломов: широтной Намурхэ, меридиональной Петропавловской и северо-восточной Хабаровской. В качестве единой инверсионной структуры рассматриваемая система поднятий была заложена в плиоцене. На это указывает реликтовый характер находящихся в ее контуре кайнозойских (олигоцен-миоценовых) грабенов, заблокированных и вовлеченных в эрозию. В достаточно активном режиме поднятия системы продолжили свое развитие и в плейстоцен-голоценовое время. Однако в современном рельефе дислокации этого этапа маскируются эрозионными процессами и теряются на фоне ранних, более выраженных морфоструктур.

В юго-западной части поднятия по правому борту Амура (пункт наблюдения Кругосветка) в разрезе голоценовых осадков, вскрытом тремя экскаваторными траншеями, выявлено два типа дислокаций. Первый представлен субвертикальными швами со смещением всех слоев разреза (кроме почвенного) с амплитудой до 10 см. Судя по ориентировке, эти дислокации связаны с взбросо-сдвиговыми смещениями по широтной системе разломов. Второй тип «бескорневых» дислокаций образован комбинацией флексур и субвертикальных тектонических швов. Он смещает лишь верхний (глинистый) слой разреза голоцена с вертикальной амплитудой до 0.6 м. В почвенном слое эти дислокации также не проявлены. По интерпретации автора, данные дислокации могут являться результатом резонанса сейсмической волны на контрастной границе раздела «земля-воздух». В этом случае намечающаяся по трем траншеям регулярность «бескорневых» дислокаций с расстоянием между ними в 15-20 м отражает характер пространственной организации резонанса. В 15 км западнее (пункт наблюдения Пемзенский) аналогичные по характеру дислокации наблюдались в береговом уступе по левому борту Амура в осадках позднего плейстоцена. Амплитуда вертикального смещения достигает здесь 1.2 м. По времени все эти дислокации могут соответствовать землетрясению 1888г., зафиксированному в каталоге И. Мушкетова и А. Орлова на

странице 546 под номером 2524, с лаконичной записью: «В том же (1888) году 11-го (23) августа было землетрясение в Хабаровске и на протяжении 400 в. по течению р. Амура».

В северной части Хабаровска на 1.5-километровом фрагменте высокого (до 30-40 м) берегового уступа Амура, сложенного кремнистыми алевролитами мезозоя, выявлен «рой» из 7-ми многоступенчатых сеймотектонических структур оползневого типа, с субвертикальным характером смещения ступеней. Амплитуда смещения достигает 20-30 м. Алевритистые суглинки, залегающие на щебенистой коре выветривания алевролитов и слагающие вместе с ней поверхность смещенных ступеней, соответствуют здесь культурному слою раннего неолита. Это установлено А.П. Окладниковым, изучавшим расположенные на поверхности уступа Осиповские поселения. На основании этого нижний возрастной предел этих дислокаций может быть определен границей плейстоцен-голоцен. Поселения Осиповской культуры известны также и южнее Хабаровска (в интервале сел Синовья Речка - Новотроицкое), где имеются радиоуглеродные датировки культурного слоя с возрастом 12 500-9 890 лет.

*Проявления палеосейсмодислокаций плейстоцен-голоценового возраста были установлены и в зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома в долине р. Хор, «вложенной» в зону этого разлома на более чем 100-километровом прямолинейном отрезке. Глубокая (до 1км) выработка зоны разлома речной долиной внутри кайнозойского орогена указывает на формирование здесь одной из самых молодых в регионе инверсионных структур – Центрально-Сихотэ-Алинской приразломной впадины, с возрастом ее заложения не древнее квартера. Аналогичная структура (Нижне-Хорская) была заложена в Сихотэ-Алинском орогене и по широтной системе Намурхэ, к западу от ее сочленения с Центральным Сихотэ-Алинским разломом. Она подчеркнута 50-километровым субширотным фрагментом долины р. Хор, имеющей здесь ширину до 4 км. На крутом южном борту долины Хора, сложенном темно-серыми кремнистыми алевролитами мезозоя, в 6 км западнее сочленения с зоной Центрального Сихотэ-Алинского разлома обнаружен сейсмогравитационный оползень. Это свидетельствует о достаточно высокой современной активности зоны Намурхэ.*

Проявление плейстоценовой тектоники выявлено автором в Сихотэ-Алинском орогене также в приустьевой части р. Балаза (правый приток р. Матай) в зоне субмеридионального Петропавловского разлома. Дорожным карьером здесь вскрыты сдвиговые смещения двух блоков (плиоценовых?) базальтов и надвиг одного из этих блоков на рыхлые песчано-гравийные осадки неоген-четвертичной палеодолины. Субгоризонтальная зона надвига с элементами чешуйчатого строения, вскрытая в бортах и на дне карьера, представлена рыхлым, интенсивно каолинизированным субстратом с реликтовыми обломками базальтов и фрагментами кайнозойских осадков.

На левом борту р. Тунгуски (сопка Али, 15 км выше устья) автором изучены дислокации, наложенные на реликтовое тело неогеновых базальтов (субинтрузия с фрагментом покрова). Оно слагает локальное инверсионное поднятие в поле кайнозойских осадков Средне-Амурской впадины (в Николаевском грабене). Базальты свежего облика, долеритовой структуры, разбиты системой преимущественно сухих вертикальных трещин до плиток мощностью 0.5-1 см. Характерная для них столбчатая отдельность, сохранившаяся лишь фрагментами, развернута до субгоризонтального положения. Развиты также зоны дробления с гидрослюдой и лимонитом, преимущественно крутопадающие, мощностью до 0.4 м. По данным геолого-съемочных работ [С.П. Кузьменко, 1976], эти базальты отличает высокое содержание фтора (0.1%), что свидетельствует о повышенной активности флюидопотока на этом участке земной коры.

Таким образом, структурная триада Среднего-Нижнего Приамурья, являющаяся выражением высокой активности континентальной коры данной территории в кайнозое в целом, несет следы этой активности и на самом позднем этапе ее развития. Об этом свидетельствуют выявленные автором дислокации и плейстоцен-голоценовые инверсионные впадины.

## PLEISTOCENE-HOLOCENE DISLOCATIONS AND ACTIVITY OF THE CONTINENTAL CRUST IN MID-LOWER PRIAMURYE

**A.A. Kokovkin**  
*ITiG FEB RAS, Russia*

Under activity of the continental crust we imply the geodynamic regime during a specific stage of evolution of the crust. The geodynamic regime is characterized by morphostructures, dislocations of the corresponding age, endogenic epigenetic changes, and water-gas anomalies. According to author's model, the development of the continental crust in Cenozoic was mostly attributed to the formation of the riftogenic-orogenic triad, composed of the Amur-Khanka riftogen in the center and two orogenic systems in its peripheries – the Sikhote-Alin in the east and East Bureya in the west. This triad formed from Paleocene-Eocene through Pleistocene-Holocene. The inner part of the structure is controlled by deep faults developed in the reversed shear regime with the cyclicity in the activity of the systems with different trends. The near-fault depressions of the orogens and the inner uplifts in the riftogen are indicators of this regime. These structures, which developed synchronously with the enclosed systems, but in the opposite regime relative to the latter, are called inverted structures. The Pleistocene-Holocene stage of activity of the structural triad is determined from dislocations superimposed on the youngest elements of the inverted structures. The study of these dislocations has been carried out by the author in the Middle Amur depression and in the Sikhote-Alin orogen from 2003 to 2004.

*The Khabarovsk-Khekhtsir system of uplifts* is located in the center of the Cenozoic Middle Amur depression, which is the northernmost fragment of the Amur-Khanka riftogen. The uplifts of the system are located at the intersection of the deep fault zones: the latitudinal Namurkhe zone, the meridional Petropavlovsk zone, and the northeastern Khabarovsk zone. The system of uplifts was formed as a single inverted structure during Pliocene. This is indicated by relicts of Cenozoic (Oligocene-Miocene) grabens, which are included in the structure and show signs of blockage and erosion. The uplifts of the system actively developed during Pleistocene-Holocene. However, dislocations are obscured by erosion and are hardly discernible at the background of the earlier, more clearly expressed morphostructures.

In the southwestern part of the uplift two types of dislocations are revealed on the right side of the Amur River (the Krugosvetka observation point) in the cross-section of the Holocene rocks exposed by three trenches. The first type is represented by subvertical sutures, the displacement amplitude of all the layers (except for the soil one) equal to 10 cm. Based on their orientation, the dislocations are related to reverse fault-shear displacements along the latitudinal fault system. The second type of the «rootless» dislocations is formed by the combination of flexures and subvertical tectonic sutures. The amplitude of the vertical displacement of the uppermost layer of the Holocene section comprises only 0.6 m. These dislocations are not displayed in the soil layer as well. According to my interpretation these dislocations are likely to be a result of the seismic wave resonance at the contrasting «surface-to-air» interface. In this case, for all three trenches the outlining regularity of the «rootless» dislocations with a 15-20 m step between them characterizes the spatial distribution of the wave resonance. The dislocations with similar characteristics were observed at the coastal scarp on the left side of the Amur in the Late Pleistocene deposits located 15 km to the west (the Pemza observation point, where the vertical displacement reaches 1.2 m) The occurrence of these dislocations may correspond to the 1888 earthquake recorded in the I. Mushketov's and A. Orlov's catalogue (page 546, number 2524) where it says laconically: «In the same year of (1888), on the 11<sup>th</sup> of August (23<sup>rd</sup> according to the new calendar) the earthquake stretching occurred in Khabarovsk along the Amur River for 400 verst (1 verst = 3500 ft)».

The silty loams, which compose the surface of the displaced steps, correspond to the layer containing the artifacts of the Early Neolith civilization. It was found by A. P. Okladnikov, who studied the Osipovsky settlements situated at the scarp's surface. Based on the archeological findings, the lower age limit of these dislocations can be considered as near the Pleistocene-

Holocene boundary. The settlements of the Osipovsky culture are known also to the south of Khabarovsk (in the area of the Osinovaya Rechka - Novotroitskoye settlements). Here the radiocarbon dating yields an age of 12500-9890 years for the layer with human artifacts.

*The evidence for the Pleistocene-Holocene paleoseismodislocations has been found in the Central-Sikhote-Alin zone in the Khor River valley, which is «enclosed» in the fault zone for more than 100 km. The location of the fault in the central part of the Cenozoic orogen is indicative of the youngest inverted structure of the region – the Central-Sikhote-Alin near fault depression, formed not later than in Quaternary. The similar structure (Nizhne-Khorskaya) formed in the Sikhote-Alin orogen in the latitudinal Namurkhe system, westward of its juncture with the Central-Sikhote-Alin fault. It is emphasized by the 50-km-long, 4-km-wide sub-latitudinal fragment of the Khor River valley. Based on seismic and gravity studies, a landslide was found on the steep southern edge of the Khor River valley, 6 km west of the juncture with the Central Sikhote-Alin zone. The landslide is composed of dark-grey silica silts of Mesozoic age. This finding indicates a high seismic activity of the Namurkhe zone.*

The author found indications of the Pleistocene tectonics in the Sikhote-Alin orogen, in the near-mouth area of the Balaz River (the right tributary of the Matai River), in the submeridional Petropavlovsky fault zone. The shear displacements of two (Pliocene?) basalt blocks and the thrust of one of these blocks on the loose sandy-pebble deposits of the Neogene-Quaternary paleovalley were exposed by the open-pit quarry. The subhorizontal thrust zone with the sheet structure elements, which was exposed on the edges and at the bottom of the open-pit quarry, is represented by the loose, intensely kaolinized substrate with the relicts of basaltic debris and the fragments of Cenozoic deposits.

The author studied the dislocations superimposed on the relict body of the Neogene basalts (subintrusion with the cover fragment) on the left side of the Tunguska River (Ali cone-shaped hill located 15 km above the mouth). The body comprises the local inversion uplift in the area of the Cenozoic deposits of the Middle Amur depression (in the Nikolayevsky graben). Unaltered basalts of the dolerite texture are broken into the plates of a 0.5-1 cm thickness by the system of mainly dry vertical fractures. The pillar jointing, which is characteristic of them and that is only fragmentarily preserved, has been expanded to a sub-horizontal position. The steeply dipping, 0.4-m-thick brecciating zones with hydromica and limonite developed here. From the data of the geological survey [S. P. Kuzmenko, 1976], these basalts are differed by a high fluorine content (0.1%), which indicates a high activity of the fluid flow in the crust.

Thus, the structural triad of the Mid-Lower Priamurye, which was tectonically active in Cenozoic, showed similar activity at the latest stage of its development. The dislocations found by the author and the Pleistocene-Holocene inverted depressions indicate this.

## **ОДНОФАКТОРНЫЙ ДИСПЕРСИОННЫЙ АНАЛИЗ В ЗАДАЧЕ ВЫДЕЛЕНИЯ ВСТУПЛЕНИЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН, ОТРАЖЕННЫХ ОТ СВОБОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ**

**А.В. Коновалов, А.И. Иващенко**

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия*

В условиях разреженной региональной сети сейсмических станций Сахалина и Курил, распределение очагов землетрясений по глубине остается во многом не исследованным. Предлагается метод независимого определения глубины очага, основанный на выделении вступлений сейсмических волн, отраженных от свободной поверхности вблизи эпицентра, по записям локальной сети цифровых сейсмических станций ДАТ, имеющих максимум частотной характеристики вблизи 1 Гц.

Суть метода заключается в следующем. В приближении точечного источника волны Р и рР теоретически когерентны, то есть их фазовые спектры отличаются на

линейную функцию частоты, а амплитуды на постоянный множитель [1]. Будем рассматривать начальную часть записи смещений в падающей на свободную поверхность Р-волне на нескольких станциях, расположенных таким образом, что строение коры под станциями различается в достаточной степени, но сами станции находятся настолько близко одна от другой, что характер интерференции волн Р и рР сохраняется. Эти модельные свойства излучаемых сигналов, в терминах общей линейной модели, позволяют применить дисперсионный анализ с однофакторной классификацией в задаче выделения вступлений сейсмических волн, отраженных от свободной поверхности.

Наблюдаемые логарифмические спектры смещений с поправкой на характеристику прибора и временную функцию источника можно представить в виде

$$y^{(i)}(f) = \theta(f) + \varepsilon^{(i)}(f), \text{ где } f - \text{ частота,}$$

а соответствующее дискретное преобразование Фурье во временной области имеет вид

$$y^{(i)}(t_k) = \theta(t_k) + \varepsilon^{(i)}(t_k), \quad (1)$$

где  $y^{(i)}(t_k)$  – комплексный временной ряд,  $\theta(t_k)$  – сигнал, порождаемый интерференцией прямой Р и отраженной рР волн,  $\varepsilon^{(i)}(t_k)$  – помехи, обусловленные реверберацией в коре под станцией. Индекс  $i$  обозначает номер исследуемой записи (станции). Будем считать, что помехи в модели наблюдений (1) есть реализация гауссовского регулярного стационарного временного ряда с нулевым средним и ковариацией  $\text{cov}(\varepsilon^{(i)}(t_k)\varepsilon^{(j)}(t_k)) = \sigma^2(t_k)\delta_{ij}$ .

Проверим простую гипотезу

$$H_1 : \theta(t_k) = 0,$$

налагающую  $M$  (нечетное число) ограничений, где  $(M-1)/2 = \Delta t / dt$ ,  $\Delta t$  – полуширина ошибки наблюдений,  $dt$  – шаг дискретизации. Введем обозначения

$$S_1(t_k) = \sum_{j=-(M-1)/2}^{(M-1)/2} \sum_{i=1}^N |y^{(i)}(t_{k+j})|^2; \quad S_2(t_k) = N \sum_{j=-(M-1)/2}^{(M-1)/2} \left| \sum_{i=1}^N y^{(i)}(t_{k+j}) \right|^2, \quad (2)$$

где  $N$  – число рассматриваемых записей (станций). Тогда отношение

$$F(t_k) = (N-1) \frac{S_2(t_k)}{S_1(t_k) - S_2(t_k)} \quad (3)$$

можно использовать для проверки нашей гипотезы с помощью F-критерия [2]. Гипотеза  $H_1$  отвергается с заданным уровнем значимости  $\alpha$ , если

$$F(t_k) > F_{1-\alpha}(2M, 2M(N-1)),$$

где  $F_{1-\alpha}(2M, 2M(N-1))$  – центральное F-распределение с  $(2M, 2M(N-1))$  степенями свободы. С помощью указанной процедуры получаем надежный количественный критерий для оценки времени запаздывания волны рР относительно Р.

В качестве примера применения данного метода было взято Курильское землетрясение 25.07.2002 г. с магнитудой  $M_LH=5.6$ . Согласно оперативному каталогу СОМСП ГС РАН, время запаздывания фазы рР на станции YSS (Южно-Сахалинск), измеренное по записям приборов СКМ и СКД, составляет 12.2 секунды относительно вступления прямой Р-волны. Эпицентральное расстояние – 517 км.

На рис.1 представлены записи вертикальной компоненты скорости смещения на нескольких станциях DAT, расположенных вблизи Южно-Сахалинска. Временное окно обработки – 30 сек. с момента первого вступления. Частотный интервал, в котором исследовался логарифмический спектр, составляет (0.1, 1) Гц. При использовании F-критерия  $M$  равно 7, что соответствует полуширине 0.3 сек.

На рис.2 можно четко обозначить пик, соответствующий  $12.4 \pm 0.3$  сек., превышающий 99.9 % уровень значимости.

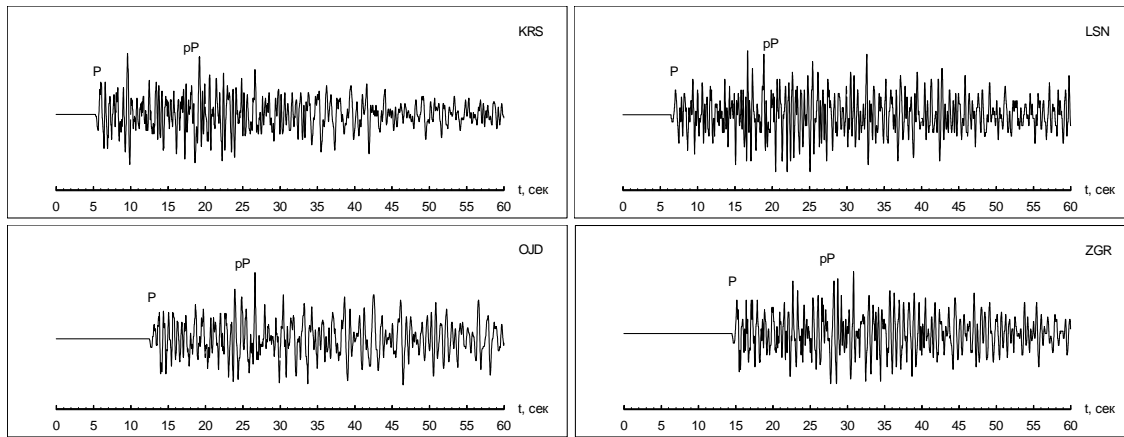


Рис.1. (Здесь указаны ожидаемые времена вступлений фаз P и pP; в правом верхнем углу указаны сокращенно названия станций)

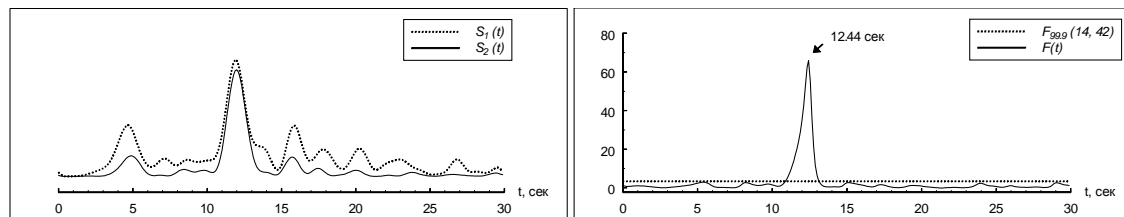


Рис.2. Слева – функции (2), справа – F-критерий (3)

Аналогичные результаты были получены также для ряда других Курильских землетрясений с глубиной очага 30–50 км, что свидетельствует о перспективности применения изложенного подхода в задаче определения глубины очага землетрясений.

#### Список литературы

1. Кемерайт Р.К., Саттон А.Ф. Многомерный подход к определению глубины источника сейсмических колебаний // Анализ и выделение сейсмических сигналов. Москва, Мир. 1986. С.137-157.
2. Shumway R.H., Baumgardt D.R., Der Z.A. A cepstral F statistic for detecting delay-fired seismic signals // Technometrics. 1998. 40. P.100-110.

### APPLICATION OF ONE-WAY VARIANCE ANALYSIS FOR DETECTING SEISMIC WAVES REFLECTED FROM FREE SURFACE

**A.V. Konovalov, A.I. Ivashchenko**

*Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

Due to a rare regional network of seismic stations in Sakhalin and Kuril Islands, the distribution of earthquake source depth is not well investigated. Here we present the method of independent source depth determination based on detecting seismic waves reflected from the free surface near the epicenter, using data from the local network of digital seismic stations DAT, having a maximum of frequency characteristic near 1 Hz.

We consider the point source approximation. In this case the P and pP waves are theoretically coherent. It means that their amplitude spectra differ by a scalar factor only and their phase spectra by a linear function of the frequency [1]. Let's consider an initial part of the P-wave displacement records obtained at several closely spaced seismic stations. We assume that the crust structure under all stations differs sufficiently, but they are still located so close to each other that a style of interference between P and pP waves is very similar. These model properties

of radiated signals, in terms of the general linear model, allow applying analysis of variance in a one-way classification for detecting arrivals of seismic pP- waves reflected from the free surface.

The log spectrum of displacement observed at  $i$ -th record (station) adjusted for the source time function and the instrumental response function can be presented as

$$y^{(i)}(f) = \theta(f) + \varepsilon^{(i)}(f), \text{ where } f - \text{frequency,}$$

and the corresponding discrete FFT of log spectrum in time domain has a form

$$y^{(i)}(t_k) = \theta(t_k) + \varepsilon^{(i)}(t_k), \quad (1)$$

where  $y^{(i)}(t_k)$  – complex time series,  $\theta(t_k)$  – signal produced by interfeerence of direct P and reflected pP waves,  $\varepsilon^{(i)}(t_k)$  – noise, caused by reverberation in the crust beneath the station. Errors in model (1) are assumed to be identically and independently distributed normal with mean zero and covariance  $\text{cov}(\varepsilon^{(i)}(t_k)\varepsilon^{(j)}(t_k)) = \sigma^2(t_k)\delta_{ij}$ .

Let's test a simple hypothesis

$$H_1 : \theta(t_k) = 0,$$

imposing  $M$  (odd) restrictions, where  $(M-1)/2 = \Delta t / dt$ ,  $\Delta t$  – error bandwidth,  $dt$  – sampling interval. Designating

$$S_1(t_k) = \sum_{j=-(M-1)/2}^{(M-1)/2} \sum_{i=1}^N |y^{(i)}(t_{k+j})|^2; S_2(t_k) = N \sum_{j=-(M-1)/2}^{(M-1)/2} \left| \sum_{i=1}^N y^{(i)}(t_{k+j}) \right|^2, \quad (2)$$

where  $N$  – total number of records (stations). Then, the equation

$$F(t_k) = (N-1) \frac{S_2(t_k)}{S_1(t_k) - S_2(t_k)} \quad (3)$$

can be used for testing our hypothesis with F-statistic [2]. The hypothesis  $H_1$  is rejected with a confidence level  $\alpha$ , if

$$F(t_k) > F_{1-\alpha}(2M, 2M(N-1)),$$

where  $F_{1-\alpha}(2M, 2M(N-1))$  – central F-distribution with  $(2M, 2M(N-1))$  degrees of freedom.

The method gives a reliable quantitative criterion for estimation of the time delay between P and pP wave arrivals.

As an example of application of the given method the Kuril earthquake of magnitude MLH=5.6 occurred on 25.07.2002 was taken. According to the operative catalogue by SEMSD GS RAS, the time delay between P and pP wave arrivals is 12.2 sec, measured manually from records of SKM and SKD instruments at YSS (Yuzhno-Sakhalinsk) seismic station. The epicentral distance is 517 km.

Fig. 1 illustrates original records of vertical component of velocity measured at several portable digital seismic stations DAT, located over the southern part of Sakhalin Island. The time window for processing is 30 sec. The frequency interval used for investigation of log spectrum is (0.1, 1) Hz. For applying F-statistic,  $M$  was taken equal to 7, which corresponds to the bandwidth equal to 0.3 sec.

In Fig. 2 one can clearly recognize a large peak above the 99.9 % confidence level and corresponding to the time delay between P and pP arrivals equal to  $12.4 \pm 0.3$  sec.

Similar results were also obtained for a number of other Kuril earthquakes with source depth within the interval of 30-50 km. This suggests encouraging prospects in further applying the presented approach for more reliable detecting arrivals of seismic waves reflected from the free surface near the epicenter and therefore for more reliable source depth determination from seismic records.

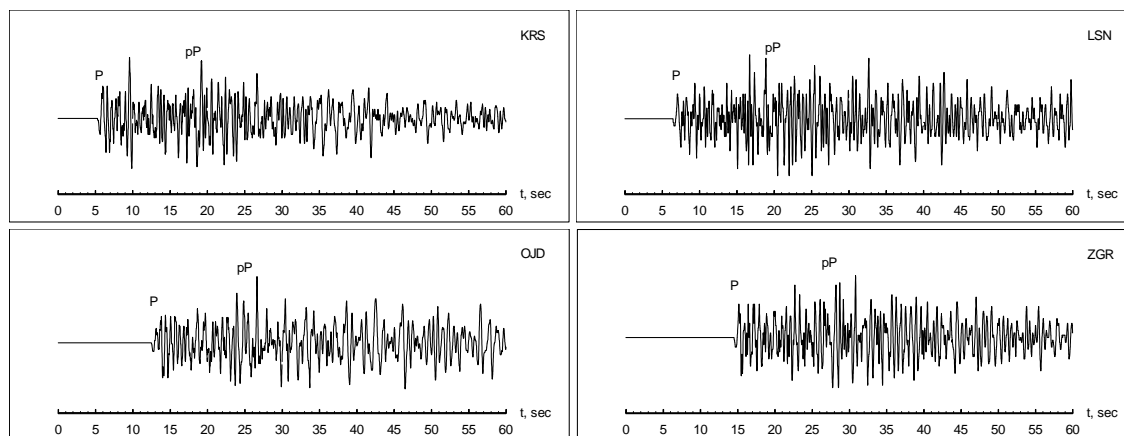


Fig.1. (expected time arrivals of P and pP waves here are specified; the names of stations in abbreviated form are in right top corner)

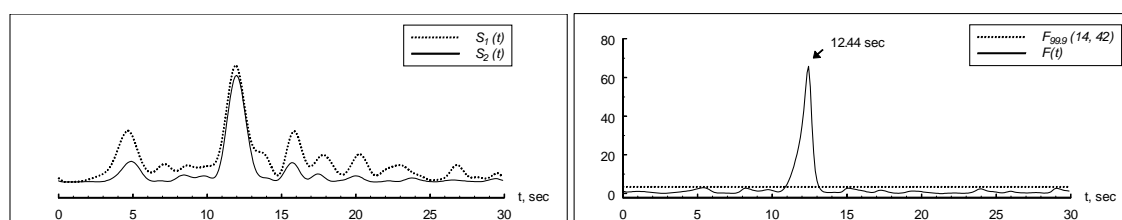


Fig.2. On the left - function (2), on the right - F-statistic (3)

## References

1. Kemerait R.C., Sutton A.F. Multidimensional approach to seismic depth estimation // Seismic signal analysis and discrimination. Moscow, Peace, 1986. P.137-157.
2. Shumway R.H., Baumgardt D.R., Der Z.A. A cepstral F statistic for detecting delay-fired seismic signals // Technometrics. 1998. 40. P.100-110.

## ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ КЛАСС КУРИЛЬСКИХ И САХАЛИНСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ ПОД СЕЙСМОСТАНЦИЯМИ

Л.С. Оскорбин

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, 693022, Науки б/н,  
Россия. E-mail: [seismol@imgg.ru](mailto:seismol@imgg.ru)

Энергетический класс К землетрясений рассматривается нами как количественная характеристика энергии упругих сейсмических волн, излученных очагом, и определяется на дневной поверхности по амплитудам и периодам этих волн, записанных сейсмической аппаратурой в точках наблюдения (сейсмостанциях).

При расположении очага в пределах земной коры (коровые землетрясения) максимальными амплитудами на поверхности характеризуются прямые объемные сейсмические волны ( $\bar{P}$ ,  $\bar{S}$ ). Для таких землетрясений в большинстве сейсмических зон Северной Евразии используется энергетический класс  $K_p$ , определяемый по номограмме Т.Г.Раутиан по сумме амплитуд ( $A_p + A_s$ ) (Инструкция, 1982).

При расположении очага ниже границы земной коры (подкоровые землетрясения) на поверхности максимальными амплитудами характеризуются объемные сейсмические



волны (Р и S), прошедшие через резкостную границу Мохоровичича. Для курило-камчатских землетрясений в этом случае используются энергетические классы Кс и Кф, которые определяются по номограммам С.Л. и О.Н. Соловьевых и С.А. Федотова соответственно. При этом К определяется по максимуму колебательной скорости (А/Т) для каждого типа волны индивидуально (Инструкция, 1982).

Таким образом, принципиальное отличие энергетического класса Кр от Кс или Кф заключается в том, что они определяются по разным типам объемных сейсмических волн, а объемные волны теряют значительную часть энергии (около 50-70%) за счет перехода через резкостную границу земной коры и также увеличения глубины очага землетрясения.

Наличие нескольких региональных вариантов шкалы К и отсутствие между ними согласованности затрудняет сопоставление данных о сейсмичности, сейсмическом режиме разных регионов. Сахалинские сейсмологи (СахКНИИ, ИМГиГ, СОМСП ГС РАН) с 1965 г. и по настоящее время при сводной обработке коровых землетрясений используют энергетический класс Кс (нонсенс!). Соотношение между Кр и Кс для сахалинских коровых землетрясений получено еще в 1972 г. (Оскорбин, Волкова, 1976).

С целью унификации региональных шкал К нами получено корреляционное соотношение для коровых землетрясений Сахалина, адаптированных к классу Кр, в виде

$$K_p = \lg A_s/T + b \lg R + c$$

где Кр по  $(A_{\bar{p}} + A_{\bar{s}})$ , в и с – неизвестные постоянные коэффициенты. Коэффициенты в и с определены из решения методом наименьших квадратов системы уравнений

$$(K_p)_{ij} = \lg(A_s/T)_{ij} + b \lg R_{ij} + c$$

по данным о  $A_s$  и  $T$  для каждого землетрясения (индекс  $i$ ) и каждой сейсмостанции (индекс  $j$ ), взятым из бюллетеней СБДВ за 1981-1990 гг. Полученные значения коэффициентов  $b$  и  $c$  приведены в таблице 1.

Характер сейсмических колебаний на какой-либо площадке дневной поверхности (в том числе в местах заложения фундаментов под сейсмометры сейсмических станций) определяется спектром излучения источника, строением и свойствами среды на пути распространения сейсмических волн от очага к площадке и локальными грунтово-геоморфологическими условиями на площадке. Для иллюстрации этого нами корреляционные соотношения для определения энергетических классов коровых (см. табл.1) и подкоровых (табл. 2) землетрясений получены нами для каждой сейсмостанции в отдельности. Характеристика приповерхностных геологических и грунтовых условий под сейсмостанциями рассмотрена в докладе, а здесь не приводится.

**Таблица 1**

**Коровые землетрясения Сахалина**

Название сейсмостанции	в	с	г	bK	K <sub>1</sub>	K <sub>ср1</sub>	K <sub>2</sub>	K <sub>ср2</sub>	K <sub>3</sub>	K <sub>ср3</sub>
	Оха	2.49	4.74	0.85	0.40	11.2	10.9	11.2	11.1	-
Тымовское	1.28	6.57	0.58	0.42	9.8	10.4	9.6	10.1	9.4	10.1
Углегорск	1.83	6.24	0.72	0.45	10.9	11.0	10.5	10.2	11.3	10.9
Южно-Сахалинск	1.89	5.89	0.77	0.49	10.1	10.0	9.8	9.8	10.6	10.5
Николаевск-на-Амуре	1.89	5.76	0.59	0.59	11.1	11.1	10.3	10.3	10.3	10.4
Общее среднее	1.89	5.80	0.48	0.55						

Примечание: K<sub>1</sub>, K<sub>2</sub>, K<sub>3</sub> и K<sub>ср1</sub>, K<sub>ср2</sub>, K<sub>ср3</sub> значения Кр по полученным станционным и общему соотношениям соответственно для землетрясений: № 1 – 1 июня 1995 г., h = 10 км, Кс = 9.5; № 2 – 10 октября 1995 г., h = 11 км, Кс = 8.8; № 3 – 19 августа 2000 г., h = 10 км, Кс = 9.3.

Для подкоровых курило-камчатских землетрясений и сходные корреляционные соотношения использовались в виде

$$K_c = \lg A_s/T + \text{blg}R + c$$

и с учетом глубины очага  $h$  в виде

$$K_c = \lg A_s/T + \text{blg}R + \text{dlgh} + c_1$$

В этих соотношениях  $K_c$  определяется по номограмме С.Л. и О.Н. Соловьевых, а неизвестные постоянные коэффициенты  $bh$ ,  $c$ ,  $c_1$  и  $d$  находились из решения методом наименьших квадратов систем уравнений:

$$K_{c_{ij}} = \lg(A_s/T)_{ij} + \text{blg}R_{ij} + c,$$

$$K_{c_{ij}} = \lg(A_s/T)_{ij} + \text{blg}R_{ij} + \text{dlgh}_i + c_1,$$

где  $i$  – номер землетрясения,  $j$  – номер сейсмостанции.

Значения амплитуд  $A_s$  и периодов  $T_s$  ( $T_s \leq 1$  сек) заимствованы из сейсмических бюллетеней СБДВ за 1981-1989 гг. Полученные значения постоянных коэффициентов  $b$ ,  $c$ ,  $c_1$  и  $d$  приведены в таблице 2.

**Таблица 2.**

**Подкоровые ( $h \geq 30$  км) курильские и камчатские землетрясения**

Название сейсмостанции	b	c	$c_1$	d	r	$\sigma K$	$K_1$	$K_{1cp}$	$K_2$	$K_{2cp}$
Курильск	2.31	4.09	-	-	0.71	0.39	10.8	10.6	10.1	9.8
Северо-Курильск	1.71	5.58	-	-	0.53	0.45	10.5	10.4	9.8	9.6
Южно-Курильск	2.17	4.48	-	-	0.97	0.55	11.2	10.9	10.5	10.4
	2.17		5.51	-0.56	0.40	0.50	11.2		10.0	
Южно-Сахалинск	5.51	-5.63	-	-	0.72	0.63	9.6	9.8	9.4	9.7
	5.51		-4.47	-0.57	0.40	0.59	9.8		9.0	
Общее	1.78	5.27	-	-	0.62	0.65				

Примечание:  $K_1$ ,  $K_{1cp}$  и  $K_2$ ,  $K_{2cp}$  – величины энергетических классов  $K_c$  по полученным соотношениям индивидуальным и общему для землетрясений: № 1 – 8 января 1990 г.,  $h = 54$  км,  $K_c = 11.0$  и № 2 – 22 апреля 1990 г.,  $h = 560$  км,  $MSH = 5.0$ .  $r$  – коэффициент корреляции и  $\sigma K$  – среднеквадратичная ошибка.

**Заключение.** Для унификации региональных шкал энергетических характеристик землетрясений дальнейшим прогрессом, по нашему мнению, является: 1) введение понятия «эталонный грунт» или «эталонные приповерхностные геологические и грунтовые условия» и 2) построение региональных шкал для одного и того же типа объемных сейсмических волн (прямых, отраженных, преломленных и т.д.).

Список литературы

1. Инструкция о порядке производства и обработки наблюдений на сейсмических станциях Единой системы сейсмических наблюдений СССР. М.: Наука, 1982. 272 с.
2. Оскорбин Л.С., Волкова Л.Ф. Землетрясения Сахалина и Приморья // Землетрясения в СССР в 1972 году. М.: Наука, 1976. С.146-152.

**THE ENERGETIC CLASS OF KURIL AND SAKHALIN EARTHQUAKES  
DEPENDING ON THE NEAR-SURFACE GEOLOGICAL AND SOIL CONDITIONS  
BENEATH SEISMIC STATIONS**

**L.S. Oskorbin**

*Institute of Marine Geology & Geophysics FEB RAS, Nauki street, Yuzhno-Sakhalinsk, 693022,  
Russia. E-mail: [seismol@imgg.ru](mailto:seismol@imgg.ru)*

We consider energetic class  $K$  of earthquakes to be quantitative characteristics of energy of seismic elastic waves radiated by the source. It is determined on the day surface from

amplitudes and periods of these waves recorded by seismic apparatus in observation points (seismic stations).

When the earthquake source is located within the Earth's crust (crustal earthquakes) direct seismic body waves (P, S) are characterized by maximum amplitudes on the surface. In most seismic zones of North Eurasia energetic class  $K_R$  is used, which is determined for such earthquakes according to T.G. Rautian's nomogram from the sum of amplitudes ( $A_P + A_S$ ) (Instruction..., 1982).

When the earthquake source is located below the Earth's crust boundary (subcrustal earthquakes) seismic body waves propagated through M discontinuity are characterized by maximum amplitudes on the surface. In this case energetic classes  $K_S$  and  $K_F$ , which are determined from S.L. Soloviev and O.N. Solovieva's and S.A. Fedotov's nomograms, respectively are used for the Kuril-Kamchatka earthquakes.  $K$  is determined from maximum oscillation velocity ( $A/T$ ) for each type of wave separately (Instruction..., 1982).

Thus energetic class  $K_R$  differs mainly from  $K_S$  or  $K_F$  by their determination from different types of seismic body waves. Body waves lose great part of energy (about 50-70%) at the expense of propagation through the crustal abrupt boundary and increase of earthquake focal depth.

Availability of several versions of  $K$  scale and lack of agreement among them makes difficult comparison of data on seismicity, seismic regime of different regions. Since 1965 till present seismologists (SakhCSRI, IMGG, SOMSP GS RAS) use energetic class  $K_S$  (nonsense!) by total processing of crustal earthquakes. The relationship between  $K_R$  and  $K_S$  for Sakhalin crustal earthquakes has been obtained still in 1972 (Oskorbin, Volkova, 1976).

We've obtained the correlational relationship for crustal earthquakes of Sakhalin adapted for class  $K_R$  as  $K_R = \lg A_S/T + b \lg R + c$  with the aim of unification of regional scales  $K$  where  $K_R$  from ( $A_P + A_S$ ),  $b$  and  $c$  are unknown constant coefficients. Coefficients  $b$  and  $c$  were determined from the solution by the least square method of a system of equations  $(K_R)_{ij} = \lg (A_S/T)_{ij} + c$  from the data on  $A_S$  and  $T$  for each earthquake (index  $i$ ) and each seismic station (index  $j$ ) taken from bulletins SBDV for 1981-1990. The obtained values of coefficients  $b$  and  $c$  are given in Table 1.

**Table 1**

**Crustal earthquakes of Sakhalin**

Name of seismic station	B	c	r	bK	$K_1$	$av_1$	$K_2$	$Kav_2$	$K_3$	$av_3$
Okha	2.49	4.74	0.85	0.40	11.2	10.9	11.2	11.1	-	-
Tymovsk	1.28	6.57	0.58	0.42	9.8	10.4	9.6	10.1	9.4	10.1
Ulegorsk	1.83	6.24	0.72	0.45	10.9	11.0	10.5	10.2	11.3	10.9
Yuzhno-Sakhalinsk	1.89	5.89	0.77	0.49	10.1	10.0	9.8	9.8	10.6	10.5
Nikolaevsk on the Amur	1.89	5.76	0.59	0.59	11.1	11.1	10.3	10.3	10.3	10.4
Total average	1.89	5.80	0.48	0.55						

Note:  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$  and  $Kav_1$ ,  $Kav_2$ ,  $Kav_3$  of  $K_R$  from the obtained station and total relationships are respectively for the earthquakes: № 1 – June 1, 1995,  $h = 10$  km,  $K_S = 9.5$ ; № 2 – October 10, 1995,  $h = 11$  km,  $K_S = 8.8$ ; № 3 – August 19, 2000,  $h = 10$  km,  $K_S = 9.3$ .

A character of seismic oscillations on any site of the day surface including the places of basements laying out for seismometers of seismic stations are determined by the spectrum of source radiation, structure and properties of the medium on the way of seismic waves propagation from the source to the site and local soil-geomorphological conditions on the site. To illustrate this we've obtained correlation relationships for determination of energetic classes

of both crustal (see Table 1) and subcrustal (Table 2) earthquakes for each seismic station separately. We considered characteristics of the near-surface geological and soil conditions beneath seismic stations in the report. Here it is not given.

Similar correlation relationships were used for subcrustal Kuril-Kamchatka earthquakes as

$$Kc = \lg A_s/T + \text{blg}R + c$$

And taking into account focal depth  $h$  as

$$Kc = \lg A_s/T + \text{blg}R + \text{dlgh} + c_1$$

In these relationships  $Kc$  is determined from S.L. and O.N. Solovievs's nomograms and the unknown constant coefficients  $bh$ ,  $c$ ,  $c_1$  and  $d$  were found out from the solution by the least square method of systems of equations:

$$Kc_{ij} = \lg(A_s/T)_{ij} + c,$$

$$Kc_{ij} = \lg(A_s/T)_{ij} + \text{blg}R_{ij} + \text{dlgh}_i + c_1,$$

where  $I$  is earthquake number,  $j$  is seismic station number.

**Table 2**

**Subcrustal ( $h \geq 30$  km) Kuril and Kamchatka earthquakes**

Name of seismic station	b	c	$C_1$	d	r	$\sigma K$	$K_1$	$K_{1cp}$	$K_2$	$K_{2cp}$
Kurilsk	2.31	4.09	-	-	0.71	0.39	10.8	10.6	10.1	9.8
Severo-Kurilsk	1.71	5.58	-	-	0.53	0.45	10.5	10.4	9.8	9.6
Yuzhno-Kurilsk	2.17	4.48	-	-	0.97	0.55	11.2	10.9	10.5	10.4
	2.17		5.51	-0.56	0.40	0.50	11.2		10.0	
Yuzhno-Sakhalinsk	5.51	-5.63	-	-	0.72	0.63	9.6	9.8	9.4	9.7
	5.51		-4.47	-0.57	0.40	0.59	9.8		9.0	
Total	1.78	5.27	-	-	0.62	0.65				

Note:  $K_1$ ,  $K_{1av}$  and  $K_2$ ,  $K_{2av}$  are values of energetic classes  $K_s$  from the obtained individual and total relationships for earthquakes: № 1 – January 8, 1990,  $h = 54$  km,  $K_s = 11.0$  and № 2 – April 22, 1990,  $h = 560$  km,  $MSH = 5.0$ ,  $r$  is correlation coefficient and  $\sigma K$  is mean square error.

Values of amplitudes  $A_s$  and periods  $T_s$  ( $T_s \leq 1$  sec) were taken from seismic bulletins SBDV for 1981-1989. The obtained values of constant coefficients  $b$ ,  $c$ ,  $c_1$  and  $d$  are given in Table 2.

Conclusion. We think that further progress for unification of regional scales of earthquake energetic characteristics is: 1) introduction of the idea of «reference soil» or «reference near-surface geological and soil conditions» and 2) construction of regional scales for the same type of seismic body waves (direct, reflected, refracted etc.)

References

1. Instruction on the order of making and processing of observations at seismic stations of the Single system of seismic observations of the USSR. M.: Nauka, 1982. 272 p.
2. Oskorbin L.S., Volkova L.F. Earthquakes of Sakhalin and Primorie //Earthquakes in the USSR in 1972. M.: Nauka, 1976. P.146-152.

## ОЦЕНКА ПАРАМЕТРА $Q$ ДЛЯ РЕГИОНА КИНКИ, ЯПОНИЯ, ПОСРЕДСТВОМ КОРРЕКЦИИ В ЛУЧЕВОМ ПРИБЛИЖЕНИИ ЗАТУХАНИЯ УПРУГИХ ВОЛН В 3-Х МЕРНОЙ СКОРОСТНОЙ СРЕДЕ

А.Г. Петухин, К. Ирикура, Т. Кагава, Ш. Ооми

Нами исследовано затухание сейсмических волн в регионе Кинки, Япония, в высокочастотном диапазоне, 1-10 Гц. Предполагалось, что наблюдаемые значения амплитудного спектра Фурье равны произведению 4-х компонент: очаговой  $S$ , затухания упругих волн в среде распространения  $g$ , неупругого затухания (описываемой параметром  $Q$ ), и компоненты среды под станцией  $G$ :

$$O = S \cdot g \cdot \exp\left(-\pi \frac{Rf}{vQ(f)}\right) \cdot G, \quad (1)$$

Для оценки неупругого затухания обычно предполагается, что геометрическое расхождение равно сферическому (верно для однородной скоростной модели). На самом деле параметр  $g$  – это сложная комбинация геометрического расхождения в неоднородной скоростной среде, отражений и преломлений на основных скоростных границах, эффекта свободной поверхности и т.д. В данной работе параметр  $g$  рассчитывался с использованием лучевого приближения в 3-х-мерной скоростной модели. Очаговая и станционная компоненты устранены применением схемы двойного спектрального отношения:

$$DSR = \frac{O_{in} \cdot O_{jm}}{O_{im} \cdot O_{jn}} = \frac{g_{in} \cdot g_{jm}}{g_{im} \cdot g_{jn}} \cdot \exp\left(-\pi \sum_k \frac{R_{in}^k - R_{im}^k + R_{jm}^k - R_{jn}^k}{v} \cdot \frac{f}{Q^k}\right) \quad (2)$$

(см. также рис.1). Затем значения параметра  $Q$  для блоковой модели инвертировались с использованием метода томографии.

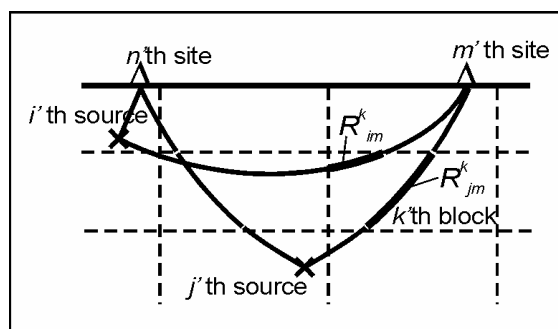


Рис.1. Схема, иллюстрирующая использованный томографический метод (см. уравнение (2)). Пунктир – границы блоков, сплошные линии – лучи, на участках, показанных толстой линией, параметр  $Q$  постоянен:  $Q = Q^k$

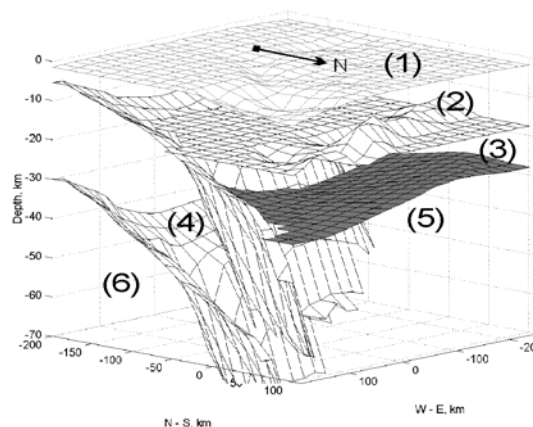


Рис.2. Схематическое изображение использованной скоростной модели

Специально для данного исследования мы разработали 3-х-мерную скоростную модель для региона Кинки (см. рис.2). Модель состоит из: (1) поверхностного низкоскоростного слоя; (2) сейсмогенного слоя (верхняя кора); (3) нижней коры; (4) субдуцированной плиты Филиппинского моря; (5) мантийного клина, и (6) верхней мантии. Предполагалось, что в каждом слое скорость имеет градиент с глубиной (несколько процентов), и что в высокочастотном диапазоне можно пренебречь отражением/конвертацией в точке пересечения луча со скоростной границей (для восходящих лучей). Согласно тектонической структуре, вся среда распространения поделена на блоки с постоянным значением параметра  $Q$  внутри каждого блока (см. рис.3): низкоскоростной слой,

верхняя кора (ВК), нижняя кора (НК), мантийный клин (МК), и субдущированная плита (СП). ВК далее подразделена на 6 малых блоков с границами вдоль основных разломов в регионе. Для инверсии мы использовали данные скважинных станций Hi-net, данные скальных станций сети CEORKA и т.д. Для инверсии отобрано 1453 записи; число использованных землетрясений 128, станций 91.

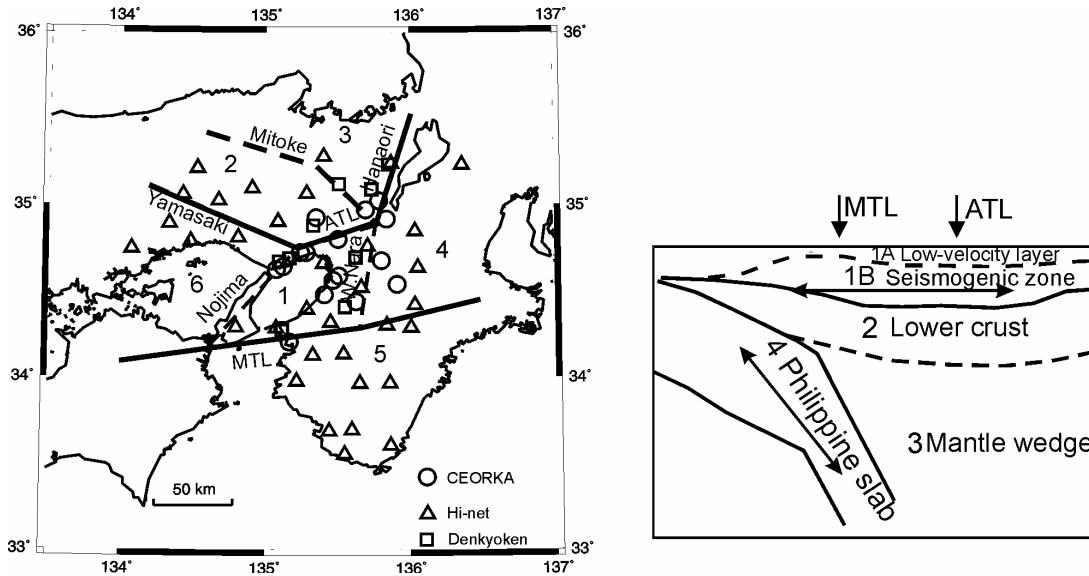


Рис.3. Структура блоков использованных для инверсии: для верхней коры (слева) и для глубинной части (справа). Двойные стрелки приблизительно показывают положение использованных землетрясений. На левом рисунке также показано расположение использованных станций.

Анализ полученных результатов (см. табл. ниже) показывает что, наибольшее значение параметра  $Q$  наблюдается в блоке ВК, наименьшее – в блоке НК+МК. Внутри блока ВК параметр  $Q$  имеет большее значение в центральной области региона, чем в южной или северной частях. Хотя и с ограниченной стабильностью, инверсия с разделенными блоками НК и МК приводит к необычно низким значениям параметра  $Q$  в блоке НК, которое не может быть объяснено одной лишь нестабильностью. Чтобы проверить корректность принятой модели для параметра  $g$ , мы проанализировали остатки между наблюдаемыми и рассчитанными по полученной модели значениями амплитудного

Результаты инверсии параметра  $Q$ .

Верхняя кора			Нижняя кора + мантийный клин	Субдукционная плита	Низкоскоростной слой
Центр	Юг	Север			
$220f^{0.86}$	$120f^{0.55}$	$125f^{0.68}$	$70f^{0.57}$ (НК+МК) $\sim 20f^{0.9}$ (НК) $\sim 250f^{0.25}$ (МК)	$\sim 175f^{0.3}$	$\sim 25f^{0.9}$

между наблюдаемыми и рассчитанными по полученной модели значениями амплитудного спектра Фурье. Результаты показывают, что, за исключением высокочастотной границы частотного диапазона, остатки не имеют тренда с расстоянием, и что величина стандартного отклонения меньше, чем для одномерной модели, полученной в аналогичном исследовании [Petukhin e.a., 2003].

#### Список литературы

Petukhin A.G., K. Irikura, S. Ohmi, T. Kagawa, 2003, Estimation of Q-values in the Seismogenic and Aseismic Layers in the Kinki Region, Japan, by Elimination of Geometrical Spreading Effect Using Ray Approximation, Bull.Seism.Soc.Am., 93, No.4, 1498-1515.

## ESTIMATION OF $Q$ -VALUE IN KINKI REGION, JAPAN, BY ELIMINATION OF ELASTIC ATTENUATION EFFECT USING RAY THEORY APPROXIMATION IN 3-D VELOCITY MODEL

Anatoly Petukhin<sup>1</sup>, Kojiro Irikura<sup>2</sup>, Takao Kagawa<sup>1</sup>, Shiro Ohmi<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Geo-Research Institute, Itachibori 4-3-2, Nishi-ku, Osaka 550-0012 JAPAN*

<sup>2</sup>*Disaster Prevention research Institute, Kyoto University, Gokasho, Uji, 611-001 JAPAN*

We studied seismic waves attenuation in Kinki region, Japan, in high frequency range 1-10Hz. To do this it was assumed that observed amplitude Fourier spectrum is a product of source,  $S$ , elastic path attenuation,  $g$ , described by the  $Q$ -value inelastic path attenuation and site,  $G$ , effects:

$$O = S \cdot g \cdot \exp\left(-\pi \frac{Rf}{vQ(f)}\right) \cdot G, \quad (1)$$

Frequently, to estimate path attenuation effect,  $Q$ -value is inverted under assumption that geometrical spreading is spherical (true for uniform velocity model). Actually, elastic attenuation  $g$  is complex effect that includes geometrical spreading in non-uniform velocity model, reflection and conversion on major velocity discontinuities, free-surface effect. In this study, elastic path attenuation was calculated using ray theory in 3-D velocity model. Source and site effects were eliminated using the double spectral ratio scheme (see also Figure 1):

$$DSR = \frac{O_{in} \cdot O_{jm}}{O_{im} \cdot O_{jn}} = \frac{g_{in} \cdot g_{jm}}{g_{im} \cdot g_{jn}} \cdot \exp\left(-\pi \sum_k \frac{R_{in}^k - R_{im}^k + R_{jm}^k - R_{jn}^k}{v} \cdot \frac{f}{Q^k}\right) \quad (2)$$

Travel times inside blocks were calculated by the 3-D ray tracing. After this,  $Q$ -values in blocked media were inverted using a tomography approach.

For this study we developed 3-D velocity model for Kinki area (see Figure 2). This model includes: (1) low-velocity layer, (2) seismogenic zone (or upper crust), (3) lower crust, (4) subducted Philippine Sea plate, (5) mantle wedge (between crust and subducted plate) and (6) upper mantle (below subducted plate). It was assumed that velocities inside each layer have gradient of several percent, and that in high frequency range, at a point of crossing with velocity interface there is no reflection/conversion for upward rays. The whole media of the wave propagation were divided into blocks with constant  $Q$ -value according to the tectonic structure (see Figure 3): upper crust (UC), lower crust (LC), mantle wedge (MW) and subducted plate (SP). UC was subdivided into 6 smaller blocks with boundaries along main fault systems in Kinki region. For inversion we used borehole data of the Hi-net network, and hard rock data of CEORKA networks and so on. Totally, 1453 records were selected for inversion, number of used earthquakes - 128, stations - 91.

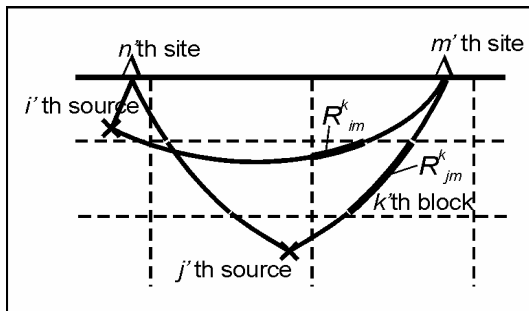


Figure 1. Scheme illustrating the modified double-spectral ratio tomography inversion procedure, see equation (2). Dashed lines – blocks, solid lines – rays, bold paths are the paths with constant  $Q = Q^k$ .

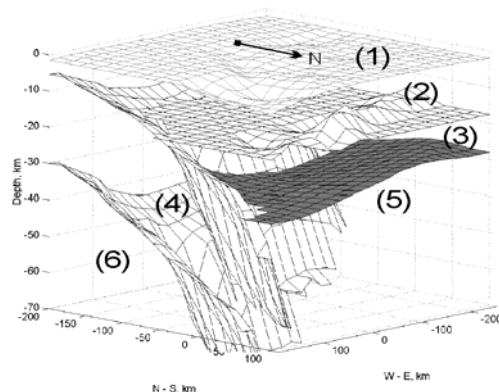


Figure 2. Bird's-eye view of the velocity model used in this study.

Analysis of the results of inversion shows (see table below) that largest  $Q$ -value was in UC block, smallest was in LC+MW block. In UC,  $Q$ -value is larger in central Kinki region than in the southern or in northern parts of Kinki region. Although not stable enough, inversion with separated LC and MW blocks shows extremely low  $Q$ -value in LC that cannot be explained by the inversion instability only. To confirm validity of the elastic attenuation model, constrained in this inversion, we analyzed residues between observed and simulated values of the amplitude Fourier spectrum. Results show that except of highest frequency range the residues have no trend and their absolute value is smaller than residues of similar study of Petukhin et al., 2003, employing simplified 1-D velocity model.

**Results of  $Q$ -value inversion.**

	Upper Crust			Lower Crust + Mantle Wedge	Philippine slab	Low-Velocity Layer
	North of MTL	South of MTL	Northern Kinki			
Q-value	$220f^{0.86}$	$120f^{0.55}$	$125f^{0.68}$	$70f^{0.57}$ (LC+MW) $\sim 20f^{0.9}$ (LC) $\sim 250f^{0.25}$ (MW)	$\sim 175f^{0.3}$	$\sim 25f^{0.9}$

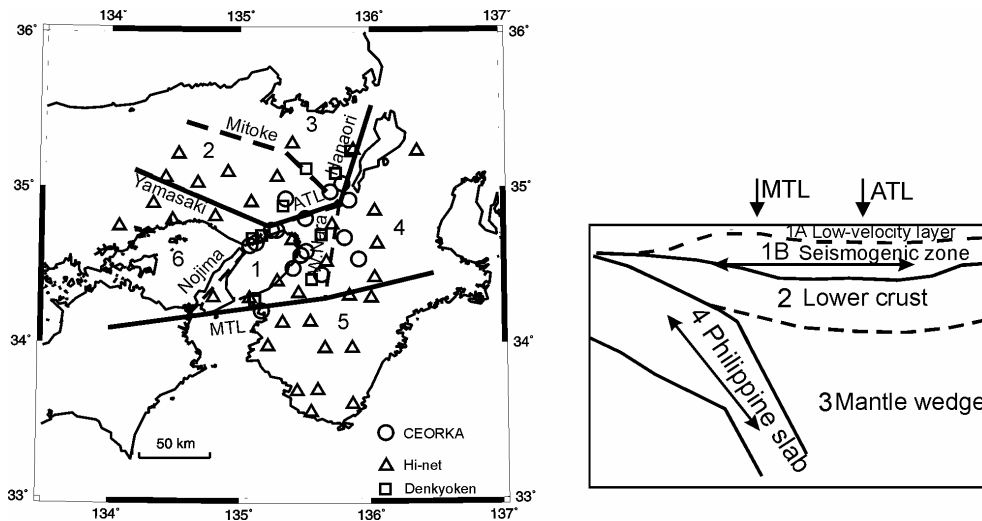


Figure 3. Assumed structure of tomography blocks. Left figure: block structure for upper crust. Right figure: block structure for lower part of the medium. Double arrows approximately indicate location ranges of the used earthquakes. On left figure, locations of observation sites used in the analysis are also shown.

**Acknowledgements.** Many thanks to National Institute of Earth Science and Disaster Prevention for providing the Hi-net data, the CEORKA research society and the Joint Research Program of the 11 electric power companies of Japan, for using their ground motion data.

**Results of  $Q$ -value inversion.**

	Upper Crust			Lower Crust + Mantle Wedge	Philippine slab	Low-Velocity Layer
	North of MTL	South of MTL	Northern Kinki			
Q-value	$220f^{0.86}$	$120f^{0.55}$	$125f^{0.68}$	$70f^{0.57}$ (LC+MW) $\sim 20f^{0.9}$ (LC) $\sim 250f^{0.25}$ (MW)	$\sim 175f^{0.3}$	$\sim 25f^{0.9}$



Petukhin A.G., K. Irikura, S. Ohmi, T. Kagawa, 2003, *Estimation of Q-values in the Seismogenic and Aseismic Layers in the Kinki Region, Japan, by Elimination of Geometrical Spreading Effect Using Ray Approximation*, Bull.Seism.Soc.Am., 93, No.4, 1498-1515.

## **РЕАКЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА СЕЙСМИЧЕСКОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА ПРИМЕРЕ ПИНАЧЕВСКИХ ИСТОЧНИКОВ НА КАМЧАТКЕ**

**Г.В. Рябинин, Ю.М. Хаткевич**

*Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия Геофизической службы РАН, г. Петропавловск – Камчатский, Россия*

С 1977 г. на Камчатке проводятся непрерывные наблюдения за режимом подземных вод. Сеть наблюдений состоит из 8 самоизливающихся скважин и четырех слаботермальных источников, расположенных в районе г. Петропавловска-Камчатского. В каждой точке определяются температура и расход воды, концентрация растворенных в воде веществ и газов. Всего анализируется 27 параметров. Интервал между наблюдениями составляет 3 дня. В данной работе представлены результаты статистической обработки воздействия сейсмичности на режим двух слаботермальных источников, расположенных на станции Пиначево, примерно в 35 км к северу от г. Петропавловска-Камчатского. Мы анализировали зависимость амплитуды и скорости послесейсмического изменения расхода воды и концентрации растворенных в воде веществ от силы землетрясения на интервале 1985-2004 гг. Послесейсмические возмущения расхода состоят из двух стадий. На первой стадии происходит резкое, скачкообразное увеличение расхода воды. Вторая стадия характеризуется медленным восстановлением значений расхода по экспоненциальному закону. Анализ регрессионной зависимости AQ-Ks показал, что между этими характеристиками существует прямая корреляционная связь. Здесь AQ – амплитуда изменения расхода воды,  $K_s = \lg(E)$ , где E – энергия землетрясения. Мы установили, что для землетрясений с  $K_s > 13.5$  корреляционная связь имеет линейный характер. Для землетрясений с  $K_s < 13.5$  линейный характер связи нарушается.

## **UNDERGROUND WATER RESPONSE TO SEISMIC ACTIVITY IN CASE OF PINACHEVO SPRINGS, KAMCHATKA**

**G.V. Ryabinin, Yu.M. Khatkevich**

*Kamchatkan Methodical Seismological Department., Geophysical Service, RAS  
Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

Since 1977 we monitor the underground water regime in the area of Petropavlovsk-Kamchatsky using the observation network, which consists of 8 self-emitted wells and 4 weak thermal springs. At each point we measure temperature, discharge rate and concentrations of dissolved gases and solutes. In total there are 27 parameters, which we measure once in a three days. In this paper we present results of statistical processing of the effect of seismicity on the regime of two weak thermal springs located at Pinachevo station, 35 km north from Petropavlovsk-Kamchatsky. It appears that there is a strong correlation between the amplitude and variability of the post-seismic discharge rate, the concentrations of gases and solutes, and the intensity of an earthquake for the period of 1985 - 2004. A post-seismic water flow disturbance usually included two stages. First, there was an abrupt spasmodic increase of the flow rate, which was then followed by a gradual exponential decrease. The regression analysis of the AQ-

$K_s$  dependency showed a positive correlation, where  $AQ$  is an amplitude of the water discharge, and  $K_s = \lg(E)$ , in which  $E$  – is the intensity of an earthquake. Our observations suggest that for the earthquakes of  $K_s > 13.5$  the correlation is linear, whereas for those of  $K_s < 13.5$  there is no linear correlation.

## О МЕХАНИКЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

**В.М. Шарафутдинов, С.В. Мишин, Л.В. Шарафутдинова**

*Северо-восточный комплексный институт ВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан, Россия*

Г.П. Горшков пожелал будущим сейсмологам «...разработать наиболее достоверную с точки зрения физики и геологии модель очага тектонического землетрясения. Следует оставить широко распространенную, но ложную концепцию «очаг-разрыв», перейти к более правильной, логичной и перспективной модели «очаг-объем» [1]. В соответствии с этим пожеланием разработана концепция механики сейсмических процессов [2], кардинально отличающаяся от широко распространенных в сейсмологии моделей. Основное содержание этой концепции сводится к следующему:

1. Сейсмическое излучение представляет собой распространение в материальной среде механического импульса. В источнике излучения происходит переход потенциальной энергии (гравитационной, химической, электромагнитной, упругой) в кинетическую энергию движущихся масс. Массы приобретают импульс и передают его в пространстве по законам механики удара.

2. Сотрясения материальных систем представляют собой механическое движение связанных масс, которое определяется действием ньютоновских сил, связанных с изменением импульса, принесенного сейсмическим излучением.

3. Землетрясение есть природный источник сейсмического излучения, связанный с перемещением блока горных пород. Неуравновешенный гидростатически блок в период подготовки толчка взаимодействует с прочностью контактовой зоны, в результате чего породы на контакте разрушаются, и блок приходит в движение, приобретая кинетическую энергию и, следовательно, механический импульс. При ударе, вызванном торможением движения, блок отдает среде приобретенный импульс.

4. Сейсмическая активность участка территории определяется наличием градиентов потенциальной энергии, числом и размерами блоков, удерживаемых в покое прочностью контактовых зон. Сейсмическая активность сопровождает процессы преобразования рельефа территории, характер которых связан с наличием негоризонтальных границ в земных недрах, с различиями в структуре, плотности и прочности разных геологических тел, складывающихся участков.

Сейсмические эффекты землетрясений, взрывов и ударов определяются законом сохранения импульса, а этот важнейший закон физики - следствие однородности пространства. Мы называем сейсмическим событием любой процесс, результатом которого является сигнал, регистрируемый сейсмографом. Таких процессов происходит множество - движение транспорта, шаги людей, порывы ветра и морской прибой. Большинство сейсмических событий не связаны с землетрясениями и относятся к помехам при регистрации землетрясений. Грубо классифицировать сейсмические события можно на удары, взрывы и землетрясения. Если рассматривать удар движущегося тела о полупространство, легко понять, что механический импульс, которым обладало тело перед торможением, полностью отдается полупространству в момент его остановки.

Наглядной моделью сейсмического события может служить дробление камня с помощью молотка и зубила. Что разбивает камень? Молоток вообще не касается камня в процессе разбивания, зубило контактирует с камнем в узкой зоне, а осколки отлетают от камня далеко от зоны контакта с зубилом. Немного логики – и становится ясно, что камень разрушается сейсмическим излучением, сформированным при ударе молотка об обушок зубила и распространяющимся вдоль зубила как вдоль проводника сейсмического

излучения. В результате удара молотка обушок зубила приобретает механический импульс (количество движения); этот импульс распространяется со скоростью сейсмических волн вдоль металла и передается камню в зоне его контакта с зубилом. Изменение количества движения по определению есть ньютоновская сила, и действует эта сила на поверхности волнового фронта, на границе, разделяющей в данный момент частицы камня, еще не приобретшие импульс от частиц, уже обладающих импульсом. Действие ньютоновских сил приводит к разрыву сплошности камня, а избыток импульса определяет движение массивных обломков.

Сейсмическое событие можно характеризовать интенсивностью сейсмического излучения - значением переданного в среду импульса, а также распределением в пространстве и во времени ньютоновских сил - производных импульса по времени. Модные сегодня модели процесса землетрясения, описывающие процесс как разрушение материала земных недр и излучение упругой энергии - с нашей точки зрения неверны. Современные модели сейсмических процессов игнорируют их важнейшую характеристику - механический импульс.

Мы рассматриваем землетрясение именно как сейсмическое событие - его результаты регистрируются сейсмическими приборами. Несомненный факт, что инертная масса маятника во время сейсмического события движется относительно основания, скрепленного с грунтом, свидетельствует о том, что в это время действуют значительные силы, смещающие массы относительно исходного равновесного состояния. Этими внешними воздействиями могут быть только ньютоновские силы, связанные с изменением величины импульса, приносимого сейсмическим излучением из источника - в случае землетрясения - из очага. Зная природу излучения при ударах и взрывах, мы уверенно заключаем, что в очаге землетрясения происходит переход потенциальной энергии в кинетическую, некоторая масса приобретает импульс, этот импульс отдается окружающей среде по мере торможения массы.

Таким образом, с точки зрения авторов, мерой интенсивности сейсмического события является механический импульс, приобретенный средой в источнике. Поступательный импульс (количество движения) распространяется в пространстве из источника в виде продольной волны Р, вращательный импульс (момент количества движения) – в виде поперечной волны S.

Изменение импульса частиц на поверхности волнового фронта определяет действие ньютоновских сил – фронт создает сейсмическое давление, которое приводит к сотрясениям материальных систем. Сейсмическое давление определяет сейсмические эффекты, оцениваемые макросейсмической шкалой.

#### Список литературы

1. Горшков Г.П. Региональная сеймотектоника территории юга СССР. Альпийский пояс. М.: Наука, 1984. 270 с.
2. Мишин С.В., Шарафутдинова Л.В. О механике сейсмических процессов / Наука на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. С.20-33.

### THE MECHANISM OF SEISMIC EVENTS

**V.M. Sharafutdinov, S.V. Mishin, L.V. Sharafutdinova**  
*SVKNII DVO RAN, Magadan, Russia*

Addressing the young seismologists, G.P.Gorshkov wished them: «... to develop the most reliable, from viewpoints of physics and geology, model of the tectonic earthquake focus. We should refuse a wide-spread but still erroneous concept of the «focus-rupture» and accept the «focus-volume» model, that is a more valid, logical and promising one» [1]. These words of him

have given an impetus to the concept of the seismic process mechanism [2], that differs drastically from already existing seismic models. The gist of this concept is as follows:

1. Seismic radiation is the propagation of a mechanical impulse in a material medium. At the radiation source, potential energy (gravitational, chemical, electromagnetic and elastic energy) transfers into kinetic energy of moving masses, which acquire an impulse and transfer it in space in accordance with the impact mechanics laws.
2. Shaking material systems is a mechanical motion of related masses, which is governed by the Newton forces resulting from changing a seismic radiation-caused impulse.
3. Any earthquake is a natural source of seismic radiation; it is caused by a displacement of a block of rocks. During a pre-shock period, a block lacking a hydrostatic equilibrium interacts the contact zone strength, and, as a result, the contact rocks are subject to failure and the block begins to move thus acquiring a kinetic energy and, consequently, a mechanical impulse. In impact conditions caused by stopping block, the latter transfers the acquired impulse to the surrounding medium.
4. A seismic intensity of an area is governed by the potential energy gradients, and the number and size of blocks, which stay in rest due to the contact zone strength. Seismic processes are accompanying the landform transformations, which are related to non-horizontal discontinuities at depth, and are also due to differing structures, densities and strength of geologic bodies, which make up this area.

The seismic effects of earthquakes, shots and impacts are governed by the most important law of conservation of impulse, which is the result of the medium homogeneity. We define as a seismic event any process, which produce a signal recorded by a seismograph. There are many of them including the traffic, people's walking, wind, wave action, etc. The majority of seismic events are not caused by earthquakes and are defined as an interference or noise in recording procedure. Seismic events can be roughly distinguished into impacts, shots and earthquakes. If we consider a moving body impact against a half-space, it is quite clear that this body transfers its mechanical impulse to the half-space at the moment it stops.

We can illustratively describe a seismic event as crushing a stone with a hammer and a chisel. How is a stone crushed? A hammer doesn't touch a stone at all, and a chisel is contacting it just within a narrow area, whereas the stone fragments fly far away from this very contact area. Some logical thinking, and it becomes quite clear that the stone is crushed due to seismic radiation effects resulting from a hammer stroke against the chisel back and propagating along the chisel, which serves as a conductor of this seismic radiation. Due to the hammer stroke, the chisel back acquires a mechanical impulse (the momentum); this impulse propagates with the seismic wave velocity along metal and transfers to the stone where the chisel is touching it. By definition, changing momentum is the Newton force, and this force is acting on the wave front surface, at the interface separating the stone particles still lacking the impulse from the impulse-acquiring particles. The action of the Newton forces results in breakage of the stone continuity, and the impulse excess governs the motion of large fragments.

A seismic event can be characterized by an intensity of seismic radiation, i. e. the value of the transferred impulse, and also by distribution in space and time of the Newton forces, which are the impulse resultants over time. We regard as invalid the popular earthquake models, which represent this process as only the destruction of rocks at depth and radiation of elastic energy; these models ignore the mechanic impulse as the most important characteristic of seismic processes.

We regard an earthquake just as a seismic event: its effects are recorded by seismographs. As it is known, during a seismic event, a pendulum inertial mass is moving relative to its basis fixed to the ground, and this obvious fact testifies to the action of significant forces causing a replacement of masses relative to their initial equilibrium state. Such an external action can be only the Newton forces related to a changing value of an impulse, which is carried by a seismic radiation from some source (the earthquake focus). Since we know the character of impact and shot radiation, we can conclude that a potential energy is converting into kinetic energy in an

earthquake focus, some mass is acquiring an impulse, and this impulse transfers to the surrounding medium while the moving mass is stopping.

Thus, in opinion of the authors of this paper, a mechanical impulse acquired by the source medium serves as the measure of a seismic event intensity. A translational impulse (a momentum) is propagating from its source as the P-wave, and a rotary impulse (a moment of momentum) as the S-wave.

Changing the impulse of particles on the wave front surface influences the action of the Newton forces: the wave front creates a seismic pressure, which causes shaking the material systems. A seismic pressure produces seismic effects, which can be assessed in terms of a macroseismic scale.

#### Reference

1. Gorshkov G.P. Regional seismotectonics of the USSR southern areas. Alpine belt. M.: Nauka, 1984. 270 c. In Russian.
2. Mishin S.V., Sharafutdinova L.V. The mechanics of seismic processes / Studies in northeastern Russia. Magadan: SVKNII DVO RAN, 1999. C.20-33. In Russian.

## О НОРМАТИВНЫХ ОЦЕНКАХ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

**В.М. Шарафутдинов, С.В. Мишин, Л.В. Шарафутдинова**  
*СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, Россия*

Технологии оценок сейсмической опасности участков земных недр остаются пока недостаточно разработанными. Критерии опасности по взглядам современных сейсмологов на этот предмет очень разнообразны; в первую очередь, оценки базируются на истории сейсмических событий - каталоге землетрясений района. Процесс сейсмической активности на сейсмоопасной территории можно сравнить с беспокоящим огнем вражеской артиллерии - огонь ведется не по целям, а по площадям. Военные понимают, что единственно надежный способ избавиться от беспокоящего огня - подавить вражеские огневые средства, однако, пока такой возможности нет, приходится надеяться, что враг не попадет в цель. Приходится организовывать защитные мероприятия, которые должны помочь если не при прямом попадании, то хотя бы защитить личный состав от осколков. Таким образом, пока мы не научились управлять процессами сейсмической активности, все разговоры об оценке сейсмической опасности сводятся к выбору между малой вероятностью катастрофы и очень большой вероятностью бесполезной потери средств, затраченных на сейсмозащиту.

Такая ситуация складывается в сейсмоопасных зонах, особенно после катастрофических землетрясений. Строители и сейсмологи задумываются над проблемой защиты среды человеческого обитания от землетрясений. Становятся актуальными разговоры о прогнозе землетрясений, хотя многолетний опыт работы метеослужбы может быть свидетельством малой надежности прогноза событий даже в прозрачной среде, причем механизм последних поддается, по крайней мере, как строгим математическим расчетам, так и прямым физическим экспериментам. В отличие от метеорологических процессов, для сейсмических процессов отсутствует не только математический аппарат расчета, но и даже достаточно обоснованное с точки зрения физики представление о механизме генезиса этих событий. Прогнозом землетрясений эффективно занимаются колдуны, экстрасенсы и работники службы чрезвычайных ситуаций - строители в 50-х годах 20 века пошли по пути сейсмического районирования. Госстрой заказывает Академии Наук схему, по которой территория страны разделяются на зоны, для которых сейсмологи предполагают возможными землетрясения определенной интенсивности в течение 50 лет.

Сейсмозащитные мероприятия разнообразны и не всегда эффективны, однако они всегда требуют материальных затрат. Кроме того, антисейсмические мероприятия значительно сужают выбор приемов и даже объектов строительства. С началом сейсморайонирования начались и поиски возможностей снизить исходный балл территории, чтобы удешевить строительство в районе, особенно, если это большое строительство. Большая часть средств, ушедших на сейсмозащиту сооружений, остается невостребованной – за весь срок службы сооружений многие из них не сотрясаются от землетрясений.

Работа, связанная с нормативными оценками баллов, не была безошибочной. Сильные землетрясения происходили в зонах, в которых они не предполагались. Крупнейшей катастрофой явилось Спитакское землетрясение 1988 года, унесшее 25000 человеческих жизней, землетрясение оценивалось в 10 баллов в 7-бальной зоне. Через несколько лет произошло разрушительное Нефтегорское землетрясение на Сахалине, которое снова привело к многочисленным человеческим жертвам. После этих землетрясений всякие разговоры о снижении исходного балла для какой-либо территории стали безусловно пресекаться.

Сейсмическое районирование СР-78 создавалось до катастроф в Ленинкане и Нефтегорске, а ОСР-97 - результат упорного труда ИФЗ после катастрофических событий. Исходный материал – карта эпицентров и геофизические аномалии – остались почти без изменений, а сейсмическая опасность по многим территориям увеличена на балл, отчего издержки на сейсмозащитные мероприятия должны увеличиться вдвое. «Карты ОСР-97 указали на более высокую сейсмическую опасность территории Российской Федерации, чем это считалось прежде, и явились значимым основанием для утверждения Правительством Федеральной целевой программы «Сейсмотехника безопасности территории России» (2002-2010 гг.). Отсутствие в прежние годы в СССР и в Российской Федерации общегосударственных программ по сейсмической безопасности страны привело к тому, что половина населения на сейсмоопасных территориях (десятки миллионов человек) живет в домах, характеризующихся значительным дефицитом сейсмостойкости» (Уломов, 2003). Мы привели эту гордую цитату из автора ОСР-97, чтобы показать, как сейсмологи, не предлагая ничего нового, уходят от возможной ответственности за возможные ошибки («мы предупредили!»).

Городу Магадану составители схемы угрожают катастрофой - 8-9 балльными землетрясениями в течение ближайших 50 лет (в истории города и области не отмечено ущерба, нанесенного землетрясениями). Принятая нормативно страховка на балл иллюстрирует субъективный фактор в создании важного практического документа – объективные данные оказываются второстепенными в вопросах оценки сейсмической опасности территории. Составители схемы сейсмического районирования 1997 года указывают жителям Магадана, что жить в имеющихся строениях опасно для жизни, следует обитать либо в пальмовых хижинах, вполне безопасных при сейсмических катастрофах, либо в железобетонных капонирах, используемых ранее для береговой артиллерии. Впрочем, сейсмотехника населения в случае применения новых дорогостоящих антисейсмических мероприятий вовсе не гарантируется. Сейсмозащитные приемы лишь несколько увеличивают вероятность сохранности строения во время сильного сотрясения. Антисейсмические пояса и другие устройства ветшают вместе со зданием, их эффективность со временем падает, причем, и первоначальная их действенность проверялась лишь при разработке и внедрении приемов в практику. Действенность сейсмозащитных мероприятий в возведенных в Магаданской области сооружениях никогда не проверялась. Новые нормативные антисейсмические мероприятия, настоятельно рекомендуемые новой схемой сейсмического районирования ОСР-97, вероятно, не будут внедрены в практику строительства в Магаданской области (строгость российских законов смягчается их неисполнением), но увеличат неразбериху и ложь в документации на возводимые объекты.

Сейсмическое районирование создавалось в нашей стране, у нас же оно вошло в число нормативных документов при строительстве. В большинстве зарубежных стран оценки сейсмической опасности и характер сейсмозащитных мероприятий определяются во время проектирования конкретного строительного объекта. Возможно, пришла пора и нам отказаться от централизованных оценок и указаний, а перейти к оценке сейсмической опасности территорий на региональных уровнях, сохраняя ОСП в качестве не нормативной, а иллюстративной схемы.

#### Список литературы

1. Уломов В.И. Сейсмическая опасность как отражение сейсмогеодинамического процесса // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск: Изд.СО РАН. 2003. С.197-201.
2. Sharafutdinov V.M., Mishin S.V., Sharafutdinova L.V. (SVKNII DVO RAN, Magadan).

### STANDARD SEISMIC ESTIMATES

**V.M. Sharafutdinov, S.V. Mishin, L.V. Sharafutdinova**  
*SVKNII DVO RAN, Magadan, Russia*

The existing estimation techniques of area seismicity are imperfect and still remain unreliable. At present, there are many different approaches to assessing the seismic risk criteria, but, as a rule, the seismic risk estimates are based on the area seismic (earthquake) history. One may compare seismic processes with a disturbing fire of the enemy artillery aiming not at any specific target but at the whole area. The military know quite well that the only thing they can do to stop such a disturbing fire is to neutralize the enemy's fire weapons, but, in so far it is impossible in our situation, we may just hope not to be hit. Certain defensive measures and safety precautions are to be taken to rescue people and to protect them at least from shell-splinters if not from a direct hit. But, however, till people still remain unable to govern the seismic processes, any assessment of seismic risks will be nothing but just a choice between a low earthquake probability and a high probability of a useless money waste (as a result of high-cost defensive measures).

This situation is typical of seismic areas, especially after the catastrophic earthquake events have occurred there. Builders and seismologists face a challenge of protecting the man's environment against earthquakes. Today, the opportunity of earthquake prediction is discussed, although, as the long-term meteorological studies show, any event prediction technique is low reliable even for weather processes, which, to their advantage, can be both mathematically calculated and physically experimented. Unlike weather processes, seismic processes lack any mathematical apparatus, and, moreover, they still lack a well-grounded physical concept of their mechanism. No wonder, the earthquake prediction has been the business of many «magicians», «sorcerers» and, of course, the search-and-rescue service. Since the 1950s, the principle of seismic areas (zones) has been used in construction industry; the Academy of Sciences has proposed a schematic map of Russia, the territory of which is shown as seismic areas where different earthquake events may take place during the next 50 years.

People may take different earthquake-defensive measures, which, however, may not be necessarily high-efficient but are always high-cost. Besides this, such seismic protective measures and precautions cause some restrictions in using construction methods and techniques and may even affect construction projects. Since the principle of seismic areas came into effect, builders are interested in classification of a construction area as having a minor seismic danger, in order to make the construction costs lower, especially if it is a major construction project. In practice, the expected earthquake events often do not occur and high-cost protective structures usually remain out of use.

Establishment of area seismic degrees (area seismic danger) was not errorless. Some major catastrophic events took place in areas supposed to be relatively safe. Thus, the major Spitak Earthquake (1988) of 10 degrees occurred in the 7-degree area and caused 25000 deaths. A few years later, there was the terrible Neftegorsk Earthquake on Sakhalin, which also caused many deaths. After these catastrophic events any argument in favor of re-assessing a seismic danger ceased.

There are two seismic charts: CP-78 (made before earthquakes in Leninakan and Neftegorsk) and OCP-97 made after these catastrophic events. The basis of OCP-97 chart consisting of the map of epicenters and geophysical anomalies generally remains the same, but the area seismicity is in many cases 1 degree higher, and, as a result, the seismic protection costs are to become higher as much as twice. «The OCP-97 Maps indicate a greater seismic danger in the territory of Russia than it was suggested before; these maps have been used as a factual basis by the Federal Government to approve the federal program «Seismic Safety in Russia (2002-2010)». Lack of such seismic safety programs of federal significance in the former USSR and then in Russia has resulted in that the half of population living in seismically dangerous areas (tens millions people) have their houses with seismic resistance deficiency» [Ulomov, 2003]. We have quoted these proud words of the author of OCP-97 to demonstrate the policy of seismologists, who do not put forward any new ideas but try to avoid any responsibility for their possible mistakes («we warned you!»).

The authors of this seismic map threaten Magadan with a catastrophe, that is 8 - 9 degree earthquakes during the next 50 years (this city, however, doesn't have any earthquake-caused losses and damages reported from its history). The standard contingency assessment of this area seismicity is 1 degree higher, and we regard it as the demonstration of the personal subjective attitude affecting this very serious problem, whereas the true seismic information becomes less important. According to the authors of the seismic map (1997), the residents of Magadan live in unsafe houses; they should live in palm huts, which are highly safe, or in reinforced caponiers of coastal artillery. But, however, the population can't be safe either even if new improved seismic-protective technologies are used. Such technologies just assume some greater building stability in conditions of a significant earthquake. Such anti-seismic structures as reinforcing belts become older and depreciate like the building itself, and, in any case, their efficiency is tested only at the very beginning. Seismic defensive structures and facilities have never been tested for their efficiency in the territory of Magadan Region. New standard seismic defensive measures insistently recommended by the authors of the OCP-97 seismic map are not likely to be used in the construction practice in Magadan Region (the severity of Russian laws is mitigated by their non-observance), but they will evidently create much mess and disorder in design plan and specification documents.

The principle of seismic areas was developed in Russia, where it has a status of a construction law. However, in many foreign countries, the seismic risk is assessed and recommendations made just under a certain construction project. Probably, we should also follow this practice and refuse the federal-level made decisions; rather, we should make area-specific seismic risk assessments using the OCP maps not as the recommended standards but just as an illustration.

#### Reference

1. Ulomov V.I. Seismic danger as a representation of seismogeodynamic process // The lithosphere stress-strain state and seismicity. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, 2003. P.197-201. In Russian.
2. Sharafutdinov V.M., Mishin S.V., Sharafutdinova L.V. (SVKNII DVO RAN, Magadan).



## ГЕОМАГНИТНЫЕ ВАРИАЦИИ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ПРИЛИВНЫМ ВОЗДЕЙСТВИЕМ

**О.В. Шереметьева, А.Н. Кролевец**

*Камчатский государственный педагогический университет, Россия*

**1. Введение.** Естественное магнитное поле у поверхности Земли испытывает постоянные возмущения. Источники этих возмущений находятся в жидком ядре, магнитосфере, ионосфере, литосфере, на Солнце [1, 2, 4]. В работе [2] показано, что причиной локальных геомагнитных вариаций могут служить сейсмические процессы. Это значит что суммарный регистрируемый эффект зависит как от процессов планетарного масштаба, так и местных. *До настоящего времени не определен относительный вклад каждого из них и задача разделения разных источников до конца не решена. Некоторые из вариаций носят регулярный характер.* Хорошо известны и изучены, например, суточные вариации, которые разделяют на солнечно-суточные с периодом, равным продолжительности солнечных суток (24 часа), и лунно-суточные, связанные с положением Луны, периоды которых составляют 25.8 часа (для волны  $O_1$ ) [3]. Считается [4], что магнитное поле суточных вариаций имеет свои источники в верхних слоях атмосферы – в E-слое ионосферы. Этими источниками являются кольцевые токи, порожденные главным геомагнитным полем Земли в движущихся массах проводящего воздуха и текущие на расстоянии около 100 км над поверхностью Земли и остающиеся неподвижными между Солнцем и Землей. Полный ток в дневном контуре для солнечно-суточных вариаций составляет 62000 А (в равноденствие) и 89000 А (во время солнцестояния), а для лунно-суточных соответственно 5300 А и 11000 А. Природа вариаций с периодами лунных приливных волн менее изучена. По нашему мнению, планетарные источники и кольцевой ток в ядре Земли должны «откликаться» на приливные воздействия, однако до выполнения прямых оценок роль каждого из источников остается неясной.

Целью настоящей работы является оценка геомагнитных вариаций, возникающих вследствие приливных деформаций кольцевых токов - источников геомагнитного поля.

### 2. Природа приливных вариаций планетарного геомагнитного поля.

*а) Деформации кольцевого тока в ядре.* Естественно предполагать, что приливные деформации контура этого тока и порождают геомагнитные вариации с приливными частотами. Магнитное поле Земли порождается током, который протекает в ядре Земли. Далее

предположим, что этот ток сосредоточен на магнитном экваторе ядра. Весь объем Земли, а с ним и ядро, его граница испытывают приливные деформации, что приводит и к деформации контура кольцевого тока, протекающего в ядре. В результате такой деформации ток движется по деформированному контуру. Исчезновение тока в недеформированном контуре и появление его в деформированном сводится к появлению квадрупольной составляющей геомагнитных вариаций с приливными частотами в масштабе планеты. Покажем это и выполним соответствующие расчеты.

Рассмотрим один из четырех сегментов, образованных при пересечении недеформированного и испытавшего приливную деформацию контуров (рис.1). Разобьем

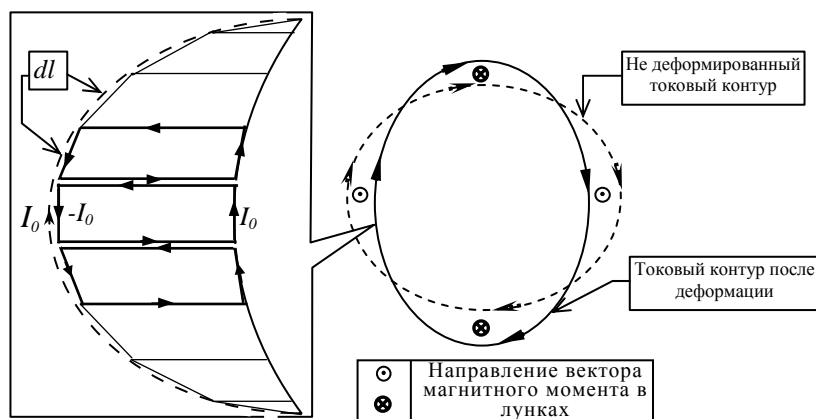


Рис.1. Изменение формы токового контура в результате воздействия суточных приливных волн (вид со стороны южного магнитного полюса).

контур на элементы  $d\lambda^P$ , каждый с током  $I_0$ . Смещение из-за приливных деформаций элементов тока эквивалентно наложению на недеформированный контур замкнутых заполняющих лунку целиком элементарных контуров с током  $I_0$ . Токи смежных сторон соседних элементарных контуров компенсируют друг друга, аналогично компенсируют друг друга ток недеформированного контура и наложенные на него токи всех элементарных контуров. Суммарный магнитный момент всех элементарных контуров четырех лунок и является источником геомагнитных вариаций с приливными частотами.

Данная модель позволила оценить значения вариаций магнитной индукции для различных фаз приливных волн  $O_1$  и  $M_2$  на различных широтах. Рассчитанные значения амплитуд вариаций составляют сотые доли нТл.

б) *Деформации кольцевого тока в магнитосфере.* Аналогичным образом выполнены оценки геомагнитных вариаций, возникающих вследствие приливных деформаций кольцевых токов, протекающих в магнитосфере на расстояниях 2-7 радиусов Земли. Эти токи на расстояниях до 5-6 радиусов Земли текут с запада на восток, а начиная с 6 радиусов Земли с востока на запад [4]. Теперь токи будем считать сосредоточенными в плоскости эклиптики: один на расстоянии 5 радиусов, а другой на расстоянии 7 радиусов Земли. При вычислениях будем учитывать их суммарный вклад в вариации магнитного поля. Рассчитанные значения вектора вариаций магнитной индукции для различных фаз приливных волн  $O_1$  и  $M_2$  составляют единицы-десятки нТл. Годограф вектора вариаций магнитной индукции с периодами волн  $M_2$  и  $O_1$  описывает в пространстве эллипс (Рис.2).

Для волны  $M_2$  полуоси эллипса равны  $107 \cdot 10^{-15}$  и  $80 \cdot 10^{-15}$  (Рис. 2б), а для волны  $O_1$   $204 \cdot 10^{-15}$  и  $76 \cdot 10^{-15}$  (Рис. 2а), если источник расположен в ядре. На рис.2 эллипсы представлены в системе координат, где плоскость  $V_x V_y$

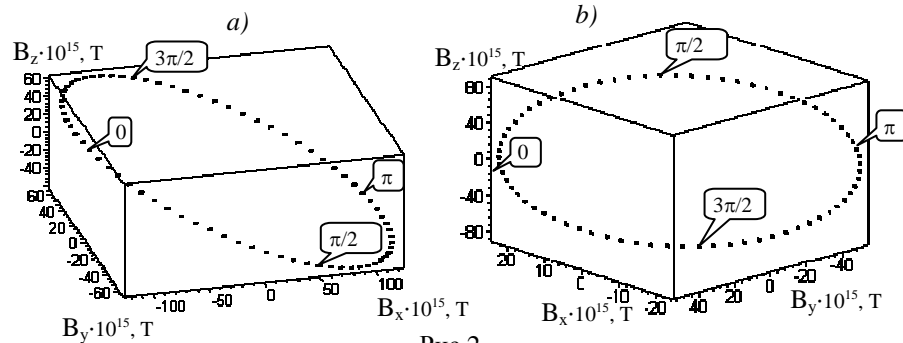


Рис.2

параллельна экваториальной, а  $V_x V_z$  параллельна плоскости нулевого меридиана.

**3. Выводы.** Построенная модель позволила оценить значения вектора вариаций магнитной индукции, которые для Петропавловска-Камчатского составляют значения порядка сотых нТл для источника находящегося в ядре Земли и единиц-десятков нТл для магнитосферного источника. Годограф вектора вариаций магнитной индукции описывает в пространстве эллипс. Плоскость эллипса наклонена к экваториальной плоскости под углами соответственно  $32^\circ$  и  $71^\circ$  в случае волны  $O_1$  и под углами соответственно  $91^\circ$  и  $97^\circ$  при расчетах для волны  $M_2$ , когда источниками вариаций являются кольцевые токи в ядре и магнитосфере соответственно.

#### Список литературы

1. Гохберг М.Б., Моргун В.А., Похотелов О.А. Сейсмoeлектромагнитные явления. М.: Наука. 1988. 174 с.
2. Кролевец А.Н., Шереметьева О.В. Возможный механизм магнитных вариаций // Вулканология и сейсмология. 2004. № 4.
3. Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир. 1968.
4. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л. 1978. 592с.

**O.V. Sheremetyeva, A.N. Krolevets**  
*Kamchatka State University of Education, Russia*

**1. Introduction.** The Earth's magnetic field is varying constantly. Sources of variations are situated in a fluid core, magnetosphere, ionosphere, lithosphere and on the Sun [1, 2, 4]. In the other article [2] it was shown, that seismic processes might serve as the cause of local geomagnetic variations. It means that the magnetic field measured depends on the processes of a planetary scale as well as on local ones. Up till now the relative contribution of each of them hasn't been specified. Some of variations have signs of periodicities. Diurnal variations are well known and investigated. They are for example, solar-diurnal with 24 hour period and the lunar-diurnal with 25,8 hour period (wave  $O_1$ ) [3]. It is considered [4], that the diurnal variations of the magnetic field have the sources in the upper stratum of the atmosphere - in the Heaviside layer of ionosphere. These sources are ring currents caused by the main geomagnetic field of the Earth in moving masses of conductive air at the height of about 100 kms above the surface of the Earth. The sources are remaining fixed between the Sun and the Earth. The entire current in a daylight circuit for solar-diurnal variations approximately equals to 62000 A (in an equinox) and 89000A (during a solstice), and for the lunar-diurnal accordingly equals to 5300 A and 11000 A. The nature of variations that have periods of lunar tidal waves is less investigated. In our opinion, planetary sources and ring current in the core of the Earth should respond to the tidal action. However the role of each source remains unclarified until direct estimates are made.

The aim of the given paper is the estimation of the geomagnetic variations owing to the tidal distortions of the ring currents that create geomagnetic field.

**2. The nature of the tidal variations of the planetary geomagnetic field.**

*a) Distortions of ring current in the core.* It is natural to guess, that the tidal distortions of this current circuit should lead to geomagnetic variations with the tidal frequencies. The magnetic field of the Earth is created by the current which flows in the core. Hereafter we shall assume, that the circuit of this current coincides with the magnetic equator of the core. The whole Earth and also its core, the boundary of the core are been distorted by tides. As a result of the distortion the current flows on a deformed loop. The disappearance of the current in an undistorted contour and its appearance in an distorted one is equivalent to the appearance of the quadrupole constituent of geomagnetic variations with the tidal frequencies in the planet scale. Let's show it and carry out the relevant calculations.

Let's consider one of four segments made up by transversion of distorted with tidal action and undistorted contours (fig. 1).

We shall parcel the contour into a set of elementary parts  $dl$ . The current in each part equals to  $I_0$ . The shift of the parts due to the tidal distortion of the whole contour is equivalent to the superposition of elementary contours, each with the current  $I_0$  on the undistorted contour. The elementary contours should fill the segment entirely. The currents of the adjoining sides

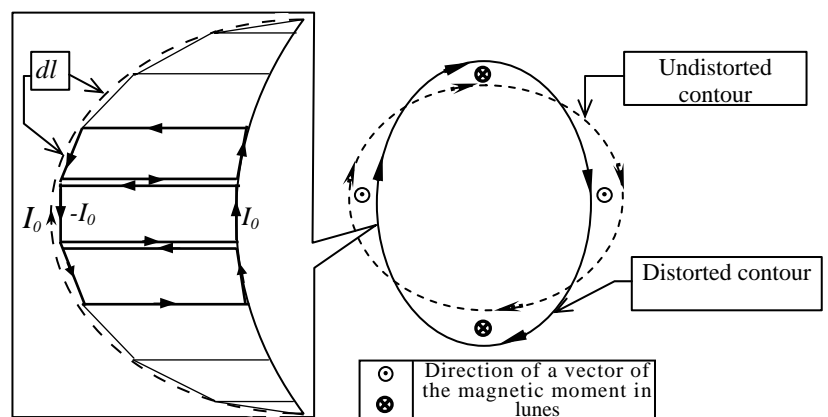


Fig.1. Alteration of the ring current contour form as a result of diurnal tidal waves action (a view on the southern magnetic pole).

of the adjacent elementary contours cancel each other. Similarly the current of all elementary contours cancels the current in the undistorted contour. The aggregated magnetic moment of all elementary contours of four segments turns out to be a source of geomagnetic variations with the tidal frequencies.

The model discussed has allowed estimating values of variations of a magnetic flux density for a number of phases of tidal waves  $O_1$  and  $M_2$  at various latitudes. The calculated values of the amplitudes of variations equal to  $100^{\text{th}}$  of nT.

*b) Distortions of ring current of the magnetosphere.* Similar estimations were executed for the geomagnetic variations owing to the tidal distortions of ring currents, flowing in the magnetosphere at distances 2-7 radiuses of the Earth. These currents flow eastward at distances up to 5-6 radiuses of the Earth and the westward at larger distances [4]. For simplicity of calculations we shall consider undistorted currents to be circular and concentrated in an ecliptic plane. One of the currents flows at distance 5 radiuses, and another - 7 radiuses of the Earth. Their aggregate contribution was taken into account at evaluations of

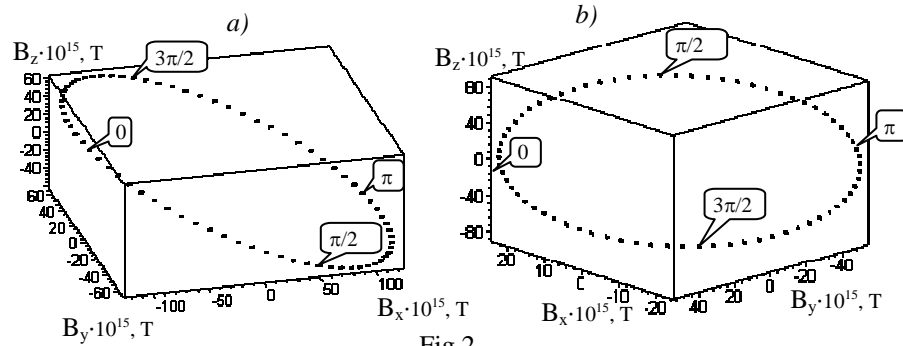


Fig.2

magnetic flux density variations. The calculated amplitude values of variations of magnetic flux density depends on tidal wave  $O_1$ ,  $M_2$  phases and equals to tens nT. The hodograph of a vector of variations of a magnetic flux density with the periods of waves  $M_2$  and  $O_1$  is an ellipse. If the source of geomagnetic variations is located in the core then the major semi-axes of the ellipses accordingly have the values (in nT)  $107 \cdot 10^{-6}$  and  $80 \cdot 10^{-6}$  for wave  $M_2$  (Fig.2a),  $204 \cdot 10^{-6}$  and  $76 \cdot 10^{-6}$  (Fig. 2b) for wave  $O_1$ . The ellipses on fig. 2 are submitted in coordinate system where plane  $B_x B_y$  is parallel equatorial, and  $B_x B_z$  is parallel to a plane of a zero meridian.

**Conclusions.** The geomagnetic variations for Petropavlovsk - Kamchatsky which source is ring current in the core have values of about the 100-th nT. The variations which source is in the magnetosphere have values of about the tens nT. The hodograph of a vector of variations of a magnetic flux density is an ellipse. The plane of an ellipse is canted to an equatorial plane under corners accordingly  $32^\circ$  for wave  $O_1$  and  $91^\circ$  for wave  $M_2$  for ring current in the core, and  $71^\circ$  for wave  $O_1$  and  $97^\circ$  for wave  $M_2$  for ring current in the magnetosphere.

#### References

1. Gokhberg M.B., Morgunov V.A., Pokhotelov O.A. Seismoelectromagnetic phenomena. M.: Nauka, 1988. 174 p.
2. Sheremetyeva O.V., Krolevets A.N. The possible process of the magnetic variations. Vulcanol. Sesmол., 2004, # 4.
3. Melchior P. The Earth Tides, Oxford, 1966. Translated under the title Zemnye prilivy, Moscow: Mir, 1968.
4. Janovskii B.M. Terrestrial Magnetism. Leningrad: LGU, 1978. 592p.

**Р.З. Тараканов**

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, 693022,  
Науки б/н, Россия. E-mail: [seismol@imgg.ru](mailto:seismol@imgg.ru)*

Первый региональный годограф Р и S-P-волн для Курило-Охотского региона был построен автором в 1964 г. После публикации (Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, № 7, 1965) он был принят в качестве рабочего годографа для определения параметров курильских землетрясений. Этот годограф используется в СОМСП ГС РАН до настоящего времени.

Резкое сокращение сети дальневосточных станций потребовало для определения параметров землетрясений привлечения удаленных станций Японии, Китая, Прибайкалья и Северо-Востока. Для этого использовался годограф Джеффриса, который не отражает региональных особенностей дальневосточной зоны.

Учитывая большую сложность скоростного строения в пределах зоны перехода от континента к океану и значительное расхождение в определении параметров землетрясений по данным разных сейсмологических служб, было решено построить для этого региона надежную систему азимутальных годографов и скоростных разрезов.

Для выполнения этой работы необходимо было получить надежные эмпирические годографы в интервале эпицентральных расстояний 0-4000 км и применить более совершенную методику построения скоростных разрезов. В связи с этим был проделан большой объем подготовительных работ.

Были получены дополнительные данные (сейсмограммы) о курило-камчатских землетрясениях с сейсмических сетей Камчатки, Якутии, Японии, Прибайкалья и Северо-Востока, и на их основе переопределены моменты вступлений Р и S-волн (около 1000 определений). Переопределены параметры 50 отобранных землетрясений с помощью методов, независимых от годографа (использование графиков Вадати, разности фаз rP-P и sP-P, отраженных вблизи эпицентра, методов средних линий и эпицентральной). Для задания скоростей Р-волн на двумерной сетке обобщены и проанализированы имеющиеся данные о скоростных особенностях континентального и океанического мегаблоков, а также сейсмофокальной зоны.

В процессе исследований скоростных особенностей дальневосточного региона получены следующие научные результаты:

1. Построены эмпирические годографы Р-волн для глубины очагов 40 и 80 км для 9 геотраверсов, среди которых представительными оказались эмпирические данные только для 3 протяженных профилей: Южная Камчатка-Якутия, Южные Курилы-Прибайкалье и Южная Камчатка-Япония. Построенные скоростные модели для этих геотраверсов явились основой для расчета теоретических годографов Р-волн в интервале эпицентральных расстояний (0-4000) и интервале глубин (0-700 км).

2. Построена обобщенная зависимость  $V_p/V_s = f(h)$  для глубоких землетрясений (100-600 км) дальневосточной зоны с очень четкими записями Р и S-волн. Эта кривая с точностью 0.03 совпадает с аналогичной кривой Джеффриса. Обобщенная зависимость  $V_p/V_s = f(h)$  использована для построения скоростного разреза S-волн и годографов S-P =  $f(\Delta, h)$  для дальневосточной зоны.

3. Применение разностных эмпирических поправочных кривых  $\delta t_p = t_{\text{эмп.}} - t_{\text{год.}} = f(\Delta)$  позволило учитывать тонкую скоростную структуру вдоль заданных геотраверсов, в том числе – влияние аномальных слоев: высокоскоростной сейсмофокальной зоны и высокоскоростных слоев на глубинах 410 и 660 км, обусловленных полиморфными превращениями.

Показано, что поправочные эмпирические кривые Р-волн имеют сложный псевдосинусоидальный характер с несколькими экстремумами, которые соответствуют кровлям и подошвам аномальных слоев.

4. Проанализированы данные, полученные при уникальных экспериментах с донными станциями, которые свидетельствуют об аномально высоких скоростях сейсмических волн под районами глубоководного желоба до глубин 200 км. На больших глубинах отмечается аномально малый градиент скорости Р-волн.

5. Изолинии скорости Р-волн до глубины ~ 300 км имеют тенденцию повторять рельеф земной поверхности, что может свидетельствовать о генетической связи глубинных и поверхностных структур.

6. В результате выполнения модельных экспериментов на компьютере выявлено, что высокоскоростные границы, связанные с полиморфными превращениями, имеют следующие параметры: кровля первой границы расположена на глубине 360 км, мощность слоя 20 км, перепад скорости +0.6 км/с; для второй границы - кровля на глубине 660 км, мощность слоя 20 км, перепад скорости Р-волн +0.5 км/с.

Для уточнения двумерных скоростных разрезов Р и S-волн тектоносферы вдоль заданных геотраверсов нами использован метод решения прямой кинематической задачи, разработанный канд. физ.-мат. наук О.К. Омельченко. Этот метод позволяет гладко аппроксимировать двумерные скоростные разрывы, заданные на нерегулярных сетках, путем применения аппаратов выпуклых сплайнов и разложения единицы. Метод позволяет учитывать не только вертикальные, но и горизонтальные скоростные неоднородности среды.

В дальнейшем для решения обратной кинематической задачи предполагается построить систему годографов для нескольких глубин очагов. Для уменьшения неоднозначности решения этой задачи необходимо также привлекать другие типы волн (обменные, отраженные и др.), а также их динамические характеристики.

## **VELOCITY MODELS AND HODOGRAPHS OF P AND S-P-SWAVES FOR THE FAR EAST REGION**

**R.Z. Tarakanov**

*Institute of Marine Geology & Geophysics FEB RAS, Nauki street, yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia. E-mail: [seismol@imgg.ru](mailto:seismol@imgg.ru)*

The author constructed the first regional P-and S-P - wave hodograph for the Kuril-Okhotsk region in 1964. After the publication (Izv. AN SSSR, ser Fuzika Zemli № 7, 1965) it was accepted as the working hodograph for determination of the Kuril earthquake parameters. This hodograph has been used in SOMSP RAS up to the present day.

Sharp reducing of a network of the Far Eastern seismic stations required attraction of remote stations of Japan, China, Pribaikalie and North-East for determination of earthquake parameters. For this purpose Jeffrey's hodograph, which does not reflect regional features of the Far Eastern zone, was used.

Taking into account great complication of velocity structure within the continent-to ocean transition zone and great discrepancy in determination of earthquake parameters from the data of different seismological surveys it was decided to build a reliable system of azimuthal hodographs and velocity sections for this region.

In order to execute this work it was necessary to obtain reliable empiric hodographs in the interval of epicentral distances 0-4000 km and to apply more improved methods of velocity section constructions. In this connection a great scope of preparation works has been made.

Additional data (seismograms) on the Kuril-Kamchatka earthquakes were obtained from seismic networks of Kamchatka, Yakutiya, Japan, Pribaikalie and North-East and moments of P- and S-wave arrivals (about 1000 determinations) were re-determined. Parameters of 50 selected earthquakes were re-determined by the methods independent from hodograph (use of Wadati's plots, difference of pP-P and sP-P phases reflected at the epicenter, methods of medium lines and epicentrales). The available data on velocity features of both continental and oceanic megablocks

and also of seismic focal zone were analyzed and generalized for giving P-wave velocities on the 2D network.

The following scientific results were obtained during the investigation of velocity features of the Far East region:

1. Empiric hodographs of P-waves were constructed for focal depths 40 km and 80 km for 9 geotraverses, among which the empiric data for only 3 long profiles appeared to be representative. They are South Kamchatka-Yakutiya, South Kurils-Pribaikalie and South Kamchatka-Japan. The constructed velocity models for these geotraverses were the basis for calculation of theoretical hodographs of P-waves in the interval of epicentral distances (0-4000) and depth interval (0-700 km).

2. A generalized relationship  $V_P/V_S = f(h)$  was constructed for deep earthquakes (100-600 km) of the Far East zone with very clear records of P and S-waves. This curve coincides with the similar Jeffrey's curve with accuracy 0.03. The above  $V_P/V_S = f(h)$  relationship was used for the velocity section construction of S-waves and hodographs of S-P =  $f(\Delta, h)$  of the Far Eastern zone.

3. Use of the difference empiric correction curves  $\delta t_p = t_{emp.} - t_{god} = f(\Delta)$  allowed us to take into account thin velocity structure along the given geotraverses including effect of the anomalous layers: high-velocity seismic focal zone and high-velocity layers at depths 410 km and 660 km caused by polymorphic transformations.

It was shown that correction empiric curves of P-waves have a complicated pseudosinusoidal character with several extrema corresponding to rooves and bases of the anomalous layers.

4. The data obtained by unique experiments with bottom stations were analyzed. They testify to abnormally high velocities of seismic waves beneath the regions of deep-sea trench up to depths 200 km. The abnormally low gradient of P-wave velocity is fixed at great depths.

5. Isolines of P-wave velocity up to the depth  $\sim 300$  km have a tendency to repeat the Earth's surface relief, which can testify to the genetic relation between deep and surface structures.

6. From the computer model experiments it was revealed that high-velocity boundaries related to polymorphic transformations have the following parameters: roof of the first boundary is located at the depth 360 km, the layer thickness is 20 km, velocity drop is + 0.6 km/sec; roof of the second boundary is located at the depth 660 km, the layer thickness is 20 km, velocity drop of P-waves is + 0.5 km/sec.

In order to verify two-dimensional velocity sections of P-and S-waves of tectonosphere along the given geotraverses we used the method of solution of a direct kinematic problem developed by O.K. Omelchenko. This method allows us to approximate smoothly two-dimensional velocity breaks given at the irregular networks by means of application of convex splines and the unit expansion. This method allows us to take into account not only vertical, but also horizontal velocity heterogeneities of the medium.

In future in order to solve the reverse kinematic problem it is supposed to construct a system of hodographs for several focal depths. To reduce the ambiguity of this problem solution it is necessary to draw other types of waves (converted, reflected etc.) and also their dynamic characteristics.

**О ГРАНИЦАХ РАЗДЕЛА В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ (410 И 660 КМ), СВЯЗАННЫХ С ПОЛИМОРФНЫМИ ПРЕВРАЩЕНИЯМИ**

**Р.З. Тараканов**

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, 693022, Науки б/н, Россия. E-mail: seismol@imgg.ru*

В реферативных журналах «Геология» и «Геофизика» за последние годы (1996-2003 гг.) очень часто встречаются работы, посвященные границам раздела на глубинах около 410 и 660 км, которые обычно связывают с полиморфными переходами. Они отмечаются многими исследователями в разных частях земного шара с помощью разных методов и имеют, по-видимому, глобальное распространение. Внимание ученых обычно привлекает то, что эти границы очень резкие и на них эффективно происходят процессы отражения и обмена сейсмических волн.

Мы попытались использовать результаты исследований об этих границах раздела для получения дополнительных данных о физической природе сейсмофокальной зоны. С этой целью мы рассмотрели проблему о двух точек зрения (двух гипотез): 1) сейсмофокальная зона является внедренной жесткой литосферной плитой; и 2) сейсмофокальная зона является системой глубинных разломов, образованных на границе континентальных и океанических структур.

В первом случае жесткая литосферная плита будет, по-видимому, «протыкать» высокоскоростные границы на глубине 410 и 660 км. При этом отмеченные границы могут прогнуться вниз, чего в действительности мы не наблюдаем. Другой результат ожидается, если сейсмофокальная зона представляет систему глубинных разломов. Известно, что первая граница является экзотермической, а вторая – эндотермической (Винник, 1999). Это означает, что при формировании первой границы будет выделяться тепловая энергия, а при формировании второй границы (660 км) тепловая энергия будет поглощаться. Если сейсмофокальную зону уподобить разломной зоне, то напряжения, образованные толщей пород над границей, будут частично снижаться. В этом случае процесс перехода оливина в другую модификацию может начаться на меньшей (чем 410 км) глубине. Это не противоречит наблюдаемым фактам. Например, в Курило-Охотском регионе, а также возможно в Японии, верхняя граница полиморфного преобразования поднимается ~ на 50 км (Тараканов, 2000).

Продолжая рассуждения с этих позиций, мы можем предположить, что при экзотермических полиморфных преобразованиях на глубине 350-400 км возможно частичное плавление вещества верхней мантии с образованием значительного количества подвижных флюидов. Может быть не случайно область частичного плавления на глубине около 100 км хорошо проектируется на область пересечения сейсмофокальной зоной границы первого полиморфного превращения.

При построении уточненных скоростных разрезов сейсмических волн необходимо было учитывать влияние отмеченных аномальных слоев на характер поправочных кривых  $\delta t_p = t_{\text{эмп.}} - t_{\text{теор.}} = f(\Delta)$ . С этой целью А.О.Бобковым были выполнены модельные эксперименты на персональном компьютере с помощью программы, составленной канд. физ.-мат. наук О.К.Омельченко.

В качестве эталонной для сравнения с теоретическими кривыми  $\delta t_p = t_{\text{теор.}} - t_{\text{год.}} = f(\Delta)$  использована осредненная эмпирическая кривая невязок  $\delta t_p$  для геотраверса 3, совпадающего в восточной его части с известным профилем 1М-10.

Сравнительный анализ данных показал, что наиболее вероятные параметры аномальных слоев, обусловленных полиморфными превращениями, соответствуют модели М (Тараканов и др., 2003). По этой модели глубина до первой границы равна 360 км. Этот факт подтверждается сейсмологическими данными о подъеме отмеченной границы ~ на 50 км в месте ее пересечения с сейсмофокальной зоной. Мощность переходного слоя для первой границы составляет 20 км, а перепад скорости на границе составляет +0.6 км/с.

Для кровли второго аномального слоя наиболее вероятной можно считать глубину 660 км, мощность переходного слоя 20 км, а перепад скорости Р-волн +0.5 км/с. В



результате анализа данных о границах полиморфных переходов можно сделать следующие выводы:

1. Глубинное положение границ 410 и 660 км, связанных с полиморфными переходами, в среднем мало изменяется под континентами и океанами и практически не зависит от поверхностной тектоники над этими границами. Это может, по-видимому, свидетельствовать о том, что термодинамические условия на отмеченных глубинах под континентами и океанами изменяются незначительно.
2. Мощность переходной зоны между этими границами составляет в среднем 240-260 км. Ее мощность резко увеличивается и может достигать 300 км в пределах сейсмофокальных зон Тихоокеанского сейсмического пояса. Мощность переходной зоны может заметно увеличиваться и при изменении температуры по горизонтам. При этом верхняя и нижняя границы имеют тенденцию двигаться по вертикали в противоположных направлениях (Stammer et al., 1992; Винник и др., 1997).
3. Наблюдается изменение глубины до границы полиморфных превращений при значительном отличии от средних термодинамических параметров на этих глубинах. Например, под стабильными участками отмечается погружение границ полиморфных переходов на 2—30 км (Flanagan, Shearer, 1999). Наоборот, в районах, подверженных тектонической активизации (например Восточно-Тихоокеанское поднятие, Гавайские о-ва и др.) отмечается небольшой подъем обеих границ и наблюдается заметная расчлененность их рельефа (Neele, Shnider, 1992).
4. Кроме отмеченных двух границ в переходной зоне выделяется также промежуточная, менее выраженная граница в интервале глубин 520-580 км (Егоркин, 199; Павленкова, Солодилов, 2000).
5. Отмечается понижение вязкости в районе границ полиморфных переходов. Возможно это связано с изменением температурных условий при протекании полиморфных превращений.

## ON THE UPPER MANTLE DISCONTINUITIES (410 KM AND 660 KM) RELATED TO POLYMORPHIC TRANSFORMATIONS

**R.Z. Tarakanov**

*Institute of Marine Geology & Geophysics FEB RAS, Nauki street, Yuzhno-Sakhalinsk 693022,  
Russia. E-mail: [seismol@imgg.ru](mailto:seismol@imgg.ru)*

In abstract(s) journals «Geology and Geophysics» for the last years (1996-2003) papers devoted to discontinuities at depths of about 410 km and 660 km usually related to polymorphic transformations are met very often. They are registered by many researchers in different parts of the globe with the help of various methods and seem to be widespread. The researchers pay attention to the fact that these discontinuities are very sharp and processes of reflection and conversion of seismic waves occur effectively at them.

We tried to use the results of investigations of these discontinuities in order to obtain additional data of the seismic focal zone physical nature. For this purpose we considered the problem from two viewpoints (two hypotheses): 1) seismic focal zone is the intruded rigid lithospheric plate and 2) seismic focal zone is a system of deep faults formed at the boundary between continental and oceanic structures.

In the first case the rigid lithospheric plate will probably «pierce» the high-velocity discontinuities at depths 410 km and 660 km. These discontinuities can sag down, which we cannot observe in reality. Another result is expected if seismic focal zone is a system of deep faults. It is known that the former discontinuity is exothermic, whereas the latter one is endothermic (Vinnik, 1999). This means that heat energy will be discharged by the former

discontinuity formation, whereas it will be absorbed by the latter discontinuity formation. If we liken seismic focal zone to fault zone, the stresses generated by the rock mass above the discontinuity will be partially reduced. In this case the process of olivine transition into another modification can begin at lesser than 410 km depth. This does not contradict to the observed facts. For example, in the Kuril-Okhotsk region and also possibly in Japan the upper boundary of polymorphic transformation will uplift ~ to 50 km (Tarakanov, 2000).

From these positions we can suppose that by exothermic polymorphic transformations upper mantle partial melting is possible at the depth 350 –400 km with formation of a great number of mobile fluids. Maybe the partial melting zone at the depth of about 100 km is well projected to the area of intersection of the first polymorphic transformation discontinuity by the seismic focal zone.

By construction of verified velocity sections of seismic waves it was necessary to take into account the effect of the fixed anomalous layers on a character of correction curves  $\delta t_p = t_{emp.} - t_{god.} = f(\Delta)$ . For this purpose A.O. Bobkov has executed computer model experiments with the help of the program compiled by O.K. Omelchenko.

The averaged empiric curve of residuals  $\delta t_p$  for geotraverse 3 coinciding with the known profile 1M – 10 in its eastern part was used as the reference one for comparison to theoretical curves  $\delta t_p = t_{theor.} - t_{god.} = f(\Delta)$ .

A comparative analysis of the data showed that the most probable parameters of anomalous layers caused by polymorphic transformations correspond to model M (Tarakanov et al., 2003). From this model depth up to the former discontinuity is 360 km. This fact is confirmed by seismological data on lifting of the fixed discontinuity to about 50 km in the place of its intersection with the seismic focal zone. The transition layer thickness for the former discontinuity is 20 km and velocity drop at the discontinuity is + 0.6 km/sec.

Depth 660 km, the transition layer thickness 20 km and P-wave velocity drop + 0.5 km/sec can be considered to be most probable for the second anomalous layer roof. As a result of the analysis the following conclusions can be drawn on the discontinuities of polymorphic transitions:

1. Deep location of discontinuities 410 km and 660 km related to polymorphic transitions varies in average a little beneath continents and oceans and practically does not depend on the surface tectonics above these discontinuities. This can probably testify to the fact that thermodynamic conditions at the fixed depths beneath continents and oceans vary a little.
2. The transition zone thickness between these discontinuities is in average 240-260 km. Its thickness sharply increases and can reach 300 km within seismic focal zones of the Pacific seismic belt. The transition zone thickness can also remarkably increase with temperature variation by horizons. The upper and lower discontinuities have a tendency to move vertically in opposite directions (Stammer et al., 1992; Vinnik et al., 1997).
3. Depth variation up to the discontinuity of polymorphic transformations is observed by great difference from average thermodynamic parameters at these depths. For example submergence of discontinuities of polymorphic transitions to 2-30 km is fixed beneath stable parts (Flanagan, Shearer, 1999). On the contrary, in the regions subjected to tectonic activity, e.g. East-Pacific Rise, Hawaiian Islands etc. both discontinuities are lifted a little and there was observed remarkable dissection of their relief (Neele, Shnider, 1992).
4. Beside the above two discontinuities an intermediate less expressed discontinuity is also distinguished in the transition zone within the depth interval 520-580 km (Yegorkin, 1999; Pavlenkova, Solodilov, 2000).
5. Viscosity decrease is fixed within the region of discontinuities of polymorphic transitions. Possibly it is related to variation of temperature conditions by occurrence of polymorphic transformations.

**Г.И. Татьков<sup>1</sup>, Ц.А. Тубанов<sup>1</sup>, Н.А. Урбан<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Геологический институт Сибирского Отделения РАН, Россия*

<sup>2</sup>*Бурятский Филиал Геофизической Службы СО РАН, Россия*

Средняя часть Байкальского рифта – ключевая для понимания современных геодинамических процессов, происходящих на сочленении Евроазиатской и Амурской литосферных плит. Расположение очагов землетрясений в акватории озера и сильная раздробленность осевой части рифта не позволяют однозначно идентифицировать тектоническую позицию главных сейсмогенерирующих структур. Западный, крутопадающий борт заложен по Обручевскому и Морскому разломам (фрагментами единого краевого шва – Приморского разлома) с близвертикальными плоскостями падения. Вдоль более пологого, восточного борта многими исследователями выделяется кулисообразная крутопадающая (с углами 70-90° СЗ) зона разломов Черского, состоящая из двух ветвей: одна проходит вдоль юго-восточного горного обрамления сухопутной Усть-Селенгинской депрессии, а другая оконтуривает авандельту р. Селенги, выдвинутую почти на 20 км к северу. Область дельты составлена из сложной последовательности впадин и поднятий, ограниченных параллельными и секущими рифт разломами. Закономерное сочетание разломов, положительных и отрицательных морфоструктур свидетельствует о косом растяжении рифта. По сейсмическим данным мощность кайнозойских осадков в районе авандельты уменьшается до 5-6 км, против 9 км в депоцентрах Южной и Среднебайкальской котловин. Значительные амплитуды вертикальных движений и высокая мощность синрифтовых осадков Южно и Среднебайкальской впадин интерпретируются как свидетельство непрерывных, с начальных этапов рифтинга, сбросово-сдвиговых движений по Приморскому разлому. Другая длительно живущая тектоническая структура - субмеридиональный Боргой-Бугульдейский разлом – наиболее значительный сдвиг дорифтового основания, ограничивающий Южную и Среднюю впадины. В осадочных отложениях современного дна озера в разломной зоне сформирован 10-150 метровый эскарп, подтверждающий присутствие субширотного вектора смещения плоскости разрыва (Scholz et al., 1997).

За последние 150 лет в Селенгинской сейсмогенерирующей зоне, объединяющей тектонические нарушения вдоль юго-восточного берега оз. Байкал, произошло пять катастрофических землетрясений (1862, 1871, 1885, 1903, 1959 годов). При наиболее сильном – Цаганском (1862), образовался залив Провал и было затоплено 220 км<sup>2</sup> суши. Сейсмогенное происхождение доказывается и для других заливов: Посольского и Истокского соров. По результатам сеймотектонического анализа в дельте р. Селенги фиксируется стабильное растяжение, не нарушаемое изредка происходящими сильными событиями с нерифтовыми фокальными механизмами. Преобладающий механизм современных землетрясений в дельте р. Селенги определяется как сбросовый тип. Зона разломов Черского от дельты р. Селенги и далее на СВ характеризуется единством сеймотектонического процесса. По сравнению с 1961-1976 гг. период с 1977-1996 гг. для Селенгинской сейсмогенерирующей структуры отличается некоторым увеличением количества очагов со взбросовыми компонентами смещений (Мельникова, 2001).

Учитывая высокую сейсмическую опасность и исключительно сложное строение земной коры Средней части Байкальского рифта, Геологическим институтом СО РАН и Бурятским Филиалом ГС СО РАН в 1999-2001 гг. создана Селенгинская локальная система сеймонаблюдений. В настоящее время локальная сеть, расположенная в координатах 51.5°-53.0° с.ш., 105.0°-108.0° в.д., насчитывает 8 стационарных станций, удаленных на расстояния 30-50 км и оснащенных цифровыми сейсмическими регистраторами «Байкал», «Дельта-Геон», работающими в режимах «непрерывная регистрация» и «по обнаружению». Ранее сеймостанции в средней части рифта имели практически одностороннюю расстановку относительно очагов землетрясений: только на восточном берегу, а старейшая станция «Кабанск» не отличалась информативностью из-за высокого уровня шумов. Вновь созданная локальная система структурно дополняет сеть

опорных станций Прибайкалья и согласована с ней по энергетическому классу и магнитуде регистрируемых событий. В результате функционирования вновь созданных станций представительность сейсмонаблюдений в средней части рифта достигла энергетического класса  $K \geq 4$ .

На примере развития сейсмического процесса в 2001-2003 гг. Южной и Центральной частей Байкальского рифта показано, что уплотнение сети сейсмологических наблюдений позволяет перейти к регистрации слабых сейсмических событий, характеризующих геодинамические перестройки на более низких иерархических уровнях и создает качественно новые возможности информационного обеспечения работ по снижению сейсмической опасности региона. Впервые по данным локальной сети в 2001-2002 гг. для района Среднего Байкала зарегистрированы рои - кластеры микроземлетрясений (магнитудой  $M > 1.0$ ) и детально изучено развитие очагового процесса в Селенгинской сейсмогенерирующей зоне. Подготовка ощутимого землетрясения 10.10.2001 г. в районе залива «Провал» сопровождалась появлением двух пространственно разделенных кластеров событий («Заречье» и «Истомино») и постепенным (со скоростью  $2 \text{ мм/с} = 2 \cdot 10^{-6} \text{ км/с}$ ) формированием зоны разрушения, что соответствует медленным ( $10^{-5}$ - $10^{-7} \text{ км/с}$ ) скоростям движений в блоковой коре. Слияние двух активизированных участков разлома отмечилось 10 октября 2001 года землетрясением магнитудой  $M = 5.0$ , инициировавшим разрушение межбарьерной перемычки в районе зал. Провал.

Дальнейшее развитие сейсмических событий в 2002-2003 гг. подтверждает выводы, что современная стадия пространственно-временной эволюции сейсмического потока Селенгинской зоны характеризуется возрастанием эмиссии слабоэнергетических событий при относительном дефиците более сильных землетрясений с  $K \geq 10$ . Согласно модельных экспериментов подобное сочетание характерно для областей, расположенных вне зоны готовящегося макроразрушения (Соболев, 1999).

Для уточнения сейсмического каталога и совместного определения глубин очагов и средних скоростей сейсмических волн из потока сейсмических событий 2001-2003 гг. отобрано 1149 землетрясений, зарегистрированных тремя и более станциями локальной сети в Селенгинской очаговой зоне. Выполнены массовые расчеты координат и глубин очагов по программе HYPOINVERSE. Расчетами установлено, что на юго-западном (ограниченном Боргой-Бугульдейским субмеридиональным разломом) и на северо-восточном окончании Селенгинской зоны в 2002-2003 гг. наблюдается увеличение интенсивности землетрясений до 10-го энергетического класса и повышение глубины гипоцентров до 35 км. В центральной части преобладают малоэнергетические и малоглубинные события. Равномерное пространственное распределение эпицентров землетрясений вдоль всей сейсмогенной структуры (практически без асейсмичных брешей и без пауз), увеличение глубины и интенсивности землетрясений в краевых частях концентрация событий на глубине 20 км, свидетельствует о продолжающемся укрупнении магистрального разлома, образовавшегося в акватории оз. Байкал после разрушения межбарьерной перемычки в районе зал. Провал.

Стационарные локальные наблюдения, независимо от априорных сведений о тектонической структуре района, уточнили характеристики действующих структур сейсмичности, в т.ч. их положение относительно известных разломов. Выполняемые на единой методической основе сейсмонаблюдения позволяют не только следить за обстановкой (изменениями сейсмического потока) в близреальном времени, но и накапливать материал для фундаментальных и прикладных научных исследований, направленных на снижение риска и ущерба при сильных и разрушительных землетрясениях.

**G.I. Tatkov<sup>1</sup>, T.A. Tubanov<sup>1</sup>, N.A. Urban<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Geological institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Russia*

<sup>2</sup>*The Buryat Branch of Geophysical Survey of the Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Russia*

The middle part of Baikal Rift is the most important for understanding of the modern geodynamic processes between Euroasian and Amur plates. The arrangement of the epicenters of earthquakes in lake basin and strong dissociation of the axial part of the rift do not allow to identify unequivocally a tectonic position of main rupture zones. Western, steep board is incorporated on Obruchevskiy and Morskoy Faults (fragments of NW shoreline border fault) with steeply-dipping planes of falling. Many researchers find along flatter east board shingling of Chersky fault (an apparent dip 70-90° NW) consisting of two branches: one passes along a southeast mountain frame of land Ust-Selenga depression, and another borders Selenga Delta front that is pulled out almost on 20 km to the north. The area of delta consists of complicated sequence of horst and graben limited by parallel and cross-rift structures. The natural combination of Faults, positive and negative morphostructures suggest of oblique extension of the Baikal Rift. According to the seismic data the capacity of Cenozoic deposits in Selenga delta decreases up to 5-6 kms, against 9 kms in depocenters of Southern and Central basins. Significant amplitudes of vertical movements and high capacity of syn-rift deposits in Southern and Central basins are interpreted as the proof to continuous, from the initial Rift stages, fault-shift movements along Primorskiy Fault. Another long living tectonic structure - Borgoy-Buguldeyka Fault is the most significant shift of pre-rift basis. Borgoy-Buguldeyka Fault borders Southern and Central basins. The escarpment (10-150 m) was formed in Cenozoic deposits and it is the proof of the presence of WE displacement on the fault (Scholz and all., 1997).

During last 150 years in Selenga seismic zone uniting tectonic infringements along southeast coast of Lake Baikal, five catastrophic earthquakes took place (1862, 1871, 1885, 1903, 1959). Proval bay was formed by the strongest one – Tsaganskoe earthquake in 1862, when 220 km<sup>2</sup> of land was flooded: Posolskiy and Istokskiy gulfs also have seismogenic origin. seismotectonic analysis in Selenga delta shows the stable stretching that is not broken by occasionally occurring strong events with displacement focal mechanisms. The prevailing mechanism of modern earthquakes in Selenga delta is defined as fault. The Chersky fault from Selenga delta to NE is characterized by the unity of seismotectonic process. In comparison with 1961-1976, the period 1977-1996 in Selenga seismic structure is characterized by some increase of amount of the centers with uplifted components of displacement (Melnikova, 2001).

Taking into account high seismic danger and extremely complex structure of an earth's crust of the middle part of Baikal Rift, the Geological institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Science and Buryat Branch GS of the Siberian Branch of the Russian Academy of Science in 1999-2001 created Selenga seismological local network. Now the local network is located in coordinates 51.5<sup>0</sup>-53.0<sup>0</sup> N, 105.0<sup>0</sup>-108.0<sup>0</sup> E, the «Delta-Geon», working in modes «continuous registration» and «on detection» totals 8 stationary stations removed on distances of 30-50 kms and equipped with digital seismic registrars «Baikal».

Before creation of local network of a seismic station settled down only on the western coast of an average part of lake. Station «Kabansk» was only one seismic station on east coast, but its data were not used because of a high level of noise. Again created local system structurally supplements the network of basic stations of Pribaikalye and is coordinated with it on a power class and magnitude.

The creation of the local network has provided capacity for seismic event recording of magnitude  $M > 0.6$  for an middle part of rift. Detailed seismological monitoring allow to investigate processes of destruction of the earth's crust at lower hierarchical levels.

According to a local network for the first time in the area of middle Baikal in 2001-2002 swarms – clusters of microearthquakes were registrated ( $M > 1.0$ ). Before the earthquake on October, 10, 2001 ( $M=5.0$ ) there was a generation of two spatially separated clusters events

(«Zarechie» и «Istomino»). Earthquake in the area of Proval bay we interpret as merge of two activated sites and the subsequent destruction of the interbarrier crosspiece. The formation of destruction zone occurred with the speed of 2 mm per sec =  $2 \cdot 10^{-6}$  km per sec, that corresponds to slow (10<sup>-5</sup>-10<sup>-7</sup> km/s) speeds of movements of the earth's crust blocks. In-situ measurements of developments of destruction zone creates a new opportunities of management of seismic risk.

The modern stage of space-time evolution of Selenga zone is characterized by increase of quantity of weak events in comparison with relative deficiency of stronger earthquakes with  $M \geq 3.5$ . Experiments show, that the similar combination is typical for areas located outside of a zone of preparing macrodestruction (Sobolev, 1999).

Out of a seismic events 2001-2003 for specification of the seismic catalogue and joint definition of depths of the epicenters and average speeds of seismic waves it was selected 1149 earthquakes registered by three and more stations of local Selenga network. Mass calculations of coordinates and depths of the epicenters are executed with the help of the program HYPOINVERSE. By calculations it is established, that on southwest (limited by Borgoy-Buguldeyka NS fault) and on northeast endings of Selenga zone in 2002-2003 there is the increase of intensity of earthquakes and increase of hypocenters depth up to 35 kms.

In the central part of a zone superficial and weak events with  $M \leq 3.5$  prevail. Uniform spatial distribution of epicenters of earthquakes along all seismic structures (practically without nonseismic gaps and pauses), increase of depth and intensity of earthquakes in border parts, the concentration of events on depth of 20 kms, testifies to proceeding integration of the main fault.

Detailed seismological monitoring by modern digital data-logger have specified characteristics of active structures, including their tectonic position.

Data processing in almost real time allow not only to observe the situation (changes of a seismic stream), but also to accumulate material for the fundamental and applied scientific researches aimed on reduction of risk and damage in case of strong earthquakes.

## **ПРОГНОЗ СЕЙСМООПАСНЫХ ПЕРИОДОВ В РАЙОНАХ КАМЧАТКИ И ЮЖНЫХ КУРИЛЬСКИХ О-ВОВ НА ОСНОВЕ ПЕРИОДИЧНОСТЕЙ ВОЗНИКНОВЕНИЯ СИЛЬНЫХ МЕЛКОФОКУСНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

**И.Н. Тихонов**

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН  
693022 г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, Россия. E-mail: seismol@imgg.ru*

В предыдущей работе (см. настоящий сборник) нами предложена методика выявления статистически значимых, информативных и стабильных во времени периодичностей появления сильных мелкофокусных землетрясений в отдельных сейсмоактивных регионах. Эти периодичности используются для оценки интервалов времени с повышенной вероятностью возникновения сильных сейсмических событий, именуемых далее тревогами.

В этом докладе изложены результаты апробации предложенного способа на данных каталогов землетрясений с  $M \geq 7.3$  и  $h \leq 105$  км для регионов Камчатки и Южных Курильских о-вов за периоды 1900-2003 гг. и 1918-2003 гг. соответственно. При этом выявлены наборы наилучших цикличностей в каждом регионе. Полученные наборы использованы при долгосрочном прогнозе тревог, а также при оценке эффективности методики. Результаты исследований приведены ниже для каждого региона в отдельности.

**Камчатка.** Из большого числа статистически значимых и информативных периодичностей в диапазоне 15 суток  $\leq T \leq 52$  года устойчивыми во времени оказались 16 периодов, начиная с  $T = 22.8$  суток и заканчивая  $T = 22.637$  лет. Их стабильность зависит от величины периода. Так, максимальные вариации периодов, оцененные за 1971-1997 гг., не превышают 0.0026 суток для  $15 \leq T < 30$  суток и 5.5 суток - для  $4 \leq T < 12$  лет.

Стабильность границ окон покоя на кольце, определенная за 1971-1997 гг., также оказалась хорошей. В 13 случаях смещения границ вообще отсутствовали, в двух случаях были малы и только в одном – сравнительно велики (0.07 относительных единиц). Допуски к границам окон покоя отдельных периодичностей выбирались с учетом их стабильности и составили 0.06-0.20 относительных единиц.

При долгосрочном прогнозе тревожных периодов для землетрясений с  $M \geq 7.3$  на 2004-2007 гг. по совокупности 16-ти периодичностей выявлено 10 опасных интервалов (тревог) длительностью от 1 до 16 суток. Первые 5 тревог ожидаются во второй половине 2005 г., начиная 1 июля.

Ретроспективный прогноз, выполненный для данной настройки метода за 1900-1997 гг., дал следующие результаты. Ожидается, что среднее число тревог в течение года должно составить  $N_a = 1.87$  при средней продолжительности одной тревоги  $T_a = 5.62$  суток. Соотношение числа оправдавшихся и ложных тревог, вероятно, будет равно  $R_a = 1:8.71$ , а доля тревожных интервалов в общем периоде наблюдений должна составить  $P_a = 0.029$ .

**Южные Курильские о-ва.** Для данного района выявлено 12 наилучших периодичностей, начиная с  $T = 17.88$  суток и заканчивая  $T = 3.458$  лет. Их информативность по параметру  $S$  оказалась, в целом, ниже информативности камчатских циклических периодичностей. В то же время южно-курильские периодичности характеризуются большей устойчивостью периодов и границ окон покоя.

При прогнозе тревожных периодов для землетрясений с  $M \geq 7.3$  на 2004-2006 гг. по совокупности 12-ти периодичностей выявлено 10 тревог длительностью от 1 до 24 суток. Ретроспективный прогноз тревожных периодов за 1918-1995 гг. привел к следующим оценкам:  $N_a = 4.72$ ,  $T_a = 11.12$  суток,  $R_a = 1:12.69$ ,  $P_a = 0.1167$ .

Большое число ожидаемых ложных тревог для обоих регионов является следствием двух причин: стремлением свести к нулю вероятность пропуска сильного землетрясения и невысокой информативностью периодичностей появления событий с  $M \geq 7.3$ . Число ложных тревог при прогнозе можно снизить, если обрабатывать выборки более сильных землетрясений. Для них наблюдаются более широкие окна покоя, обеспечивающие большую разрешающую способность метода.

При возникновении очередного сильного сейсмического события в регионе прогнозы следует обновлять, используя только те периодичности, которые сохраняют стабильность своих параметров. Данные прогнозы носят экспериментальный характер. Практическому использованию методики должен предшествовать этап ее проверки на надежность в реальном времени.

**PREDICTION OF SEISMICALLY HAZARDOUS PERIODS IN  
THE REGIONS OF KAMCHATKA AND SOUTH KURILE ISLANDS  
ON THE BASIS OF PERIODICITIES OF LARGE SHALLOW-FOCUS  
EARTHQUAKE OCCURRENCES**

**I.N. Tikhonov**

*Institute of Marine Geology & Geophysics FEB RAS*

In the previous paper (see the present paper collection) we have suggested a technique of revealing statistically significant, informative and stable in time periodicities of large shallow-focus earthquakes in separate seismically active regions. These periodicities are used for evaluation of time intervals with the higher probability of occurrence of large seismic events called then alarms.

This report deals with the approbation results of the suggested technique on the earthquake catalog data with  $M \geq 7.3$  and  $h \leq 105$  km of Kamchatka and South Kurile Islands for 1900-2003 and 1918-2003, respectively. Sets of the best periodicities were revealed in each region. The obtained sets were used by the long-term prediction of alarms and also by evaluation of the technique effectiveness. The investigation results are given below for each region separately.

**Kamchatka.** Of a great number of statistically significant and informative periodicities within the range  $15 \text{ days} \leq T \leq 52 \text{ years}$  16 periods from  $T = 22.8$  days to  $T = 22.637$  years appeared to be stable in time. Their stability depends on the period value. Thus maximum variations of periods evaluated for 1971-1997 do not exceed 0.0026 days for  $15 \leq T < 30$  days and 5.5 days for  $4 \leq T < 12$  years. Stability of the boundaries of calm window on the ring determined for 1971-1997 appeared also to be good. In 13 cases there were no displacements of boundaries at all. In 2 cases they were small and only in one case they were relatively great (0.07 relative units). Tolerances to the boundaries of calm windows of separate periodicities were chosen taking into account their stability and were 0.06 - 0.20 relative units.

Using 16 periodicities 10 hazardous intervals (alarms) of duration from 1 day to 16 days were revealed by the long-term prediction of hazardous periods for earthquakes with  $M \geq 7.3$  for 2004-2007. The first 5 alarms are expected in the second half of 2005 beginning in July 1.

The retrospective prediction made for this technique adjustment for 1900-1997 yielded the following results. It is expected that average number of alarms during a year must be  $N_a = 1.87$  with average duration of one alarm  $T_a = 5.62$  days. The relationship between a number of true alarms and false alarms will be probably  $R_a = 1: 8.71$  and a part of alarm intervals in the total period of observations must be  $P_a = 0.029$ .

**South Kurile Islands.** The best 12 periodicities from  $T = 17.88$  days to  $T = 3.458$  years were revealed for this region. As a whole, their informativity according to the  $S$  parameter appeared to be lower than that one of Kamchatkan periodicities. At the same time South Kurile periodicities are characterized by higher stability of periods and boundaries of calm windows.

By prediction of alarm periods to earthquakes with  $M \geq 7.3$  for 2004-2006 using total 12 periodicities 10 alarms of duration from 1 day to 24 days were revealed. The retrospective prediction of alarm periods for 1918-1995 resulted in the following evaluations:  $N_a = 4.72$ ;  $T_a = 11.12$  days;  $R_a = 1: 12.69$ ;  $P_a = 0.1167$ .

There are two reasons of a great number of the expected false alarms for both regions: desire of reducing to zero the probability of omission of a large earthquake and low informativity of periodicities of events with  $M \geq 7.3$ . A number of false alarms by prediction can be reduced if samples of more large earthquakes are processed. The wider of calm windows providing the technique greater resolution are observed for them.

By occurrence of just another large seismic event in the region predictions should be replenished using only those periodicities, which maintain stability of their parameters. These predictions are of the experimental character. The stage of its testing for reliability in real time must precede practical use of the technique.

## REMOTE SENSING OF VOLCANOES IN THE ASIA-PACIFIC ARC

P.J. Mouginis-Mark<sup>1</sup>; J. LaBrecque<sup>2</sup>, C. Dobson<sup>2</sup>; J. Eichelberger<sup>3</sup>; D. Pieri<sup>4</sup>



<sup>1</sup>*Hawaii Institute Geophysics and Planetology, University of Hawaii, Honolulu, Hawaii, 96822 USA. E-mail: [pmm@higp.hawaii.edu](mailto:pmm@higp.hawaii.edu)*

<sup>2</sup>*NASA Headquarters, Office of Earth Science, Washington DC 20547 USA*

<sup>3</sup>*Geophysical Institute/AVO, University of Alaska, Fairbanks, Alaska, 99701 USA*

<sup>4</sup>*Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA 91109 USA*

A major new initiative is being developed by NASA, the U.S. space agency, and its international partners (including Russia, Canada, Europe and Japan) to develop methods for the systematic analysis of volcanoes and seismic events associated with volcanoes in the Kamchatkan-Aleutian Arc. Several workshops have recently been held to develop the concept of the Asia Pacific Arc Natural Laboratory (APANL), including a three-day inter-agency meeting in Maui, Hawaii, in May 2004. The concept of APANL is rapidly developing at these space agencies because of their considerable investment in the supporting observational infrastructure and scientific involvement, the area is of global economic importance, and the region is at high risk to geo-hazards. Over the next few years, many different satellite- and aircraft-based observations will be conducted, as well as a consolidation of previously obtained data, to support this initiative. The main focus of this presentation is to alert volcanologists with a special interest in Kamchatka and the Kuriles about the opportunities for new satellite acquisitions, using interferometric radars, thermal imagers, UV spectrometers, and high-resolution visible/near-infrared data. Data archiving and distribution (frequently in near real-time) and workforce development are additional important issues. A web site has been created (<http://infomart.soest.hawaii.edu/Kuriles/kuriles.html>) where some of the remote sensing data can be accessed by the community. This presentation will review the current status of this international effort to develop the APANL initiative.

### List of affiliated institutions and agencies

- Alaska Earthquake Information Center, University of Alaska Fairbanks, USA;
- Alaska Volcano Observatory, Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks, AK 99775, USA;
- Anthropology, University of Washington. Seattle, Washington, USA;
- Buryat Division of Geophysical Survey SB RAS, 6a Sakhianovoi St., Ulan-Ude, 670047, Russia  
[seismo@gin.bsc.buryatia.ru](mailto:seismo@gin.bsc.buryatia.ru) Russia;
- California Institute of Technology, Pasadena, CA 911 25, USA;
- Caribbean Andesite Lava Island-volcano Precision Seismo-geodetic Observatory, USA;
- Centro de Geociencias, Campus Jurichilla, Universidad Nacional Autynoma de Mexico (UNAM), Mexico;
- Colombia University, Palisades NY, 10964, USA;
- Computer Center FEB RAS, 65 Kim U Chen, Khabarovsk, 680063, [1420@as.khb.ru](mailto:1420@as.khb.ru)  
<http://www.science.fe.ru/comp.html> Russia;
- DalInformGeoCenter (The Far East Informational Geological Center), Yuzhno-Sakhalinsk, Russia;
- Department of Aerospace Engineering Science, University of Colorado, Boulder, Colorado, USA;
- Department of Earth and Planetary Science, Nagoya University, Japan;
- Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan;
- Department of Geography and Earth Sciences, Brunel University, United Kingdom;
- Department of Geological Sciences and Geotechnologies, University of Milan-Bicocca, Milan, Italy;
- Department of Geology and Planetary Science, University of Pittsburgh, 200 SRCC Building, Pittsburgh, PA 15260, USA;
- Department of Geosciences, Pennsylvania State University, University Park, Pennsylvania 16802, USA;
- Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Gokasho, Uji, 611-001 Japan;
- Dynamics of the ocean floor, IFM-GEOMAR, Kiel, Germany;
- Earth & Space Sciences, University of Washington. Seattle, WA, USA;
- Earthquake Research Institute, Tokyo University, Tokyo, Japan;
- Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Bunkyo-ku, Tokyo, 113-0032, JAPAN;
- Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Japan;
- Geodesy Lab, MGG/RSMAS, University of Miami, FL 33149, USA;
- Geodetic Observation Center, Geographical Survey Institute, Tsukuba, Japan;
- Geological Institute of RAS, Moscow, Russia;
- Geological institute of the SB RAS, 6a Sakhianovoi St., Ulan-Ude, 670047, [tatkov@gin.bsc.buryatia.ru](mailto:tatkov@gin.bsc.buryatia.ru) Russia;
- Geological Survey of Hokkaido, Japan;
- Geomar Research Center, Wischhofstr. 1-3, Buildg. 4, D-24148 Kiel, Germany;

Geophysical Institute of the Academy of Sciences of the Czech Republic Boční II/1401, 141 31 Praha 4, Czech Republic;

Geo-Research Institute, Itachibori 4-3-2, Nishi-ku, Osaka 550-0012 Japan;

Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Japan;

Hawaii Institute of Geophysics and Planetology, University of Hawaii, 2525 Correa Road, Honolulu, HI 96822, USA;

Institute of Applied Mathematics FEB RAS, 7 Radio St., Vladivostok, 690041, [nikon@phys.dvgu.ru](mailto:nikon@phys.dvgu.ru), <http://www.iam.dvo.ru> Russia;

[Institute of Cosmophysical Researches and Radio Wave Propagation FEB RAS, 7 Mirnaia St., Paratunka, Kamchatka](http://www.ikir.kamchatka.ru), 684034, [ikir@ikir.kamchatka.ru](mailto:ikir@ikir.kamchatka.ru), <http://www.ikir.kamchatka.ru/> Russia;

Institute of Geology and Mineralogy RAS, Moscow, Russia;

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS [www.igem.ru](http://www.igem.ru), Russia;

Institute of Geophysics SB RAS, 3 Kaptiuga St., Novosibirsk, 630090 [yeltsov@uiggm.nsc.ru](mailto:yeltsov@uiggm.nsc.ru) <http://igp.uiggm.nsc.ru> Russia;

Institute of Geophysics, Zurich, Switzerland;

Institute of Geosphere Dynamics, RAS, Russia;

Institute of Marine Geology & Geophysics FEB RAS, 1B Nauki St, Yuzhno-Sakhalinsk, 693022, [seismol@imgg.ru](mailto:seismol@imgg.ru), <http://www.sakhalin.ca/imgg> Russia;

Institute of Physics of the Earth RAS, bldg. 10, B.Gruzinskaya str., Moscow, Russia;

Institute of Seismology and Volcanology, Kyushu University, Japan;

Institute of the diamond geology and precious metals SB RAS, 39, Lenin St., Yakutsk, 677891, [geo@yakutia.ru](mailto:geo@yakutia.ru), <http://www.diamond.ysn.ru> Russia;

Institute of the Earth's Crust, SB RAS, 128 Lermontova Str., Irkutsk, 664033, [drf@earth.crust.irk.ru](mailto:drf@earth.crust.irk.ru) <http://www.crust.irk.ru> Russia;

Institute of Volcanology and Seismology, FED RAS, 9 Piip Blvd., Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, [www.kcs.iks.ru](http://www.kcs.iks.ru) Russia;

Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University, Kita 10, Nishi 8, Kita-ku, Sapporo 060-0810, JAPAN;

Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), México;

Kamchatka State University of Education, 4 Pogradichnaya St., Petropavlovsk-Kamchatsky, 683032, [an@kgpu.kamchatka.ru](mailto:an@kgpu.kamchatka.ru) Russia;

Kamchatkan Experimental Methodical Seismological Department, Geophysical Service RAS, 9 Piip Blvd., Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, [chebr@emsd.ru](mailto:chebr@emsd.ru), <http://www.emsd.iks.ru> Russia;

Kyungpook National University, Department of Geology, Daegu 702-701, Korea;

Leibniz Institute for Marine Sciences, Kiel, Germany;

Lomonosov Moscow State University, Geological Department, Moscow, Russia;

Michigan Technological University, Houghton, MI 49931, USA;

Nagoya University, Japan;

NASA Headquarters, Office of Earth Science, Washington DC 20547 USA;

National geological enterprise “Kamchatgeology”, PetropavlovsK-Kamchatsky, Russia;

National Institute of Geological Sciences, University of the Philippines;

Natural Resources and Environmental Protection Agency, Russian Ministry of Natural Resources in Kamchatka region and Koryak autonomous district, bldg. 106, Mishennaya str., Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia;

New Mexico Institute of Mining and Technology, 801 Leroy Place, Socorro, USA;

North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute FEB RAS, 16 Portovaya St., Magadan, 685000, [uchsekr@neisri.magadan.ru](mailto:uchsekr@neisri.magadan.ru) <http://gw.neisri.magadan.ru> Russia;

Obninsk Geophysical Survey, [vmish@gsras.ru](mailto:vmish@gsras.ru); Russia;

Pacific Institute of Geography, FED RAS, Vladivostok, Russia;

Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation, University of Nagoya, Japan;

Tohoku University, Japan;

Research Geotechnological Center, Far East Branch of RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Severo-Vostochnoe shosse 30, P. O. Box 56, Russia;

Stanford University, USA;

State Nekrasov University of Kostroma, 156000, Kostroma, 1<sup>st</sup> May Street, Russia;

U.S. Geological Survey, Alaska Volcano Observatory, 4200 University Drive, Anchorage, AK 99508, US;

United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy, SB of RAS, Russia;

University of Pierre and Marie Curie, Paris, France;

University of Rome III, Rome, Italy;

University of Texas at Austin, Texas, USA;

University of Texas, El Paso, USA;

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, 43 Baltiyskaya St., Vladivostok 690041, [pacific@online.marine.su](mailto:pacific@online.marine.su), <http://www.poi.dvo.ru>; Russia;

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, bldg. 35, Staromonetny alley, Moscow, 119991, , Russia;

Volcanic Observation and Information Center, Sapporo District Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency, JAPAN;

Yakut Division of Geophysical Survey SB RAS, 39 Lenin Ave., Yakutsk, 678980, [shibaev@emsd.ysn.ru](mailto:shibaev@emsd.ysn.ru); [http://www.gs.uiggm.nsc.ru/russian/about\\_2.html#yakuth](http://www.gs.uiggm.nsc.ru/russian/about_2.html#yakuth) Russia;

Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, 65 Kim Yu Chen St., Khabarovsk, 680063, [bykov@itig.as.khb.ru](mailto:bykov@itig.as.khb.ru), <http://www.itig.khv.ru> Russia;

**Список организаций участников**

Аляскинская вулканологическая обсерватория, Геофизический институт при Университете Аляски в Фэрбэнксе, США, штат Аляска 99775;

Аспирантура исследования окружающей среды при Университете Нагойя, Япония;

Бурятский Филиал Геофизической службы СО РАН 670047, Россия, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой ба, [seismo@gin.bsc.buryatia.ru](mailto:seismo@gin.bsc.buryatia.ru);

Вычислительный центр ДВО РАН, 680063, Россия, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, [1420@as.khb.ru](mailto:1420@as.khb.ru)  
<http://www.science.fe.ru/comp.html>;

Гавайский институт геофизики и планетологии, Университет Гавайи, США;

Главное Управление государственной администрации США по авионавигации и космосу (НАСА), Отделение Наук о Земле, г. Вашингтон [www.nasa.gov](http://www.nasa.gov);

Геодезическая лаборатория MGG/RSMAS, Университет Майями, США, штат Флорида 33149;

Геологическая служба США, Аляскинская вулканологическая обсерватория, США, 99508 Анкоридж;

Геологическая служба Хоккайдо, Япония;

Геологический Институт РАН, Москва, Россия;

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, 670047, Россия, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой ба, [tatkov@gin.bsc.buryatia.ru](mailto:tatkov@gin.bsc.buryatia.ru);

Геологический исследовательский Институт, Осака, Япония;

Геофизическая служба РАН, Обнинск, Россия [vmish@gsras.ru](mailto:vmish@gsras.ru);

Геофизический Институт Академии Наук Чешской республики [als@ig.cas.cz](mailto:als@ig.cas.cz);

Государственное геологическое предприятие «Камчатгеология», Россия г. Петропавловск-Камчатский,;

Дальинформгеоцентр, Южно-Сахалинск, Россия;

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 683006, Россия; г. Петропавловск – Камчатский, б. Пийпа, 9 [www.kcs.iks.ru](http://www.kcs.iks.ru) ;

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Россия, 677891, г. Якутск, пр. Ленина, 39, Россия [diamon@ysn.ru](mailto:diamon@ysn.ru) <http://www.diamond.ysn.ru>;

Институт Геологии и Минералогии РАН, Россия, г. Москва;

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Россия, г. Москва, [www.igem.ru](http://www.igem.ru);

Институт геофизики при Государственном университете Мексика, Мехико;

Институт геофизики СО РАН, 630090, Россия, Новосибирск, , просп. Каптюга, 3 [yeltsov@uiggm.nsc.ru](mailto:yeltsov@uiggm.nsc.ru)  
<http://igp.uiggm.nsc.ru/>;

Институт Геофизики, Цюрих, Швейцария;

Институт геохимии и аналитической химии им. В.М. Вернадского РАН, 119991, Россия, Москва, Старомонетный пер., 35;

Институт горной промышленности и технологий Нью Мексико, Сокорро, Лерой Плэйс, 801;

Институт динамики геосферы РАН, 119334, Россия, Москва, Россия, Ленинский проспект, 38, корп.1;

Институт Земной Коры СО РАН, 664033, Россия, Иркутск, ул. Лермонтова, 128 [drf@earth.crust.irk.ru](mailto:drf@earth.crust.irk.ru),  
<http://www.crust.irk.ru>;

Институт исследования землетрясений Токийского университета, 113-0032, Токио, Япония;

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, 684034, Россия, с. Паратунка, Камчатской обл., ул. Мирная, 7 [ikir@ikir.kamchatka.ru](mailto:ikir@ikir.kamchatka.ru) <http://www.ikir.kamchatka.ru>;

Институт морских наук им. Лейбница, Киль, Германия;

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 693022, Россия, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б, Россия  
[nauka@imgg.ru](mailto:nauka@imgg.ru) <http://www.sakhalin.ca/imgg>;

Институт прикладной математики ДВО РАН, 690041, Россия, Владивосток, ул. Радио 7, Россия  
[nikon@phys.dvgu.ru](mailto:nikon@phys.dvgu.ru), <http://www.iam.dvo.ru>;

Институт сейсмологии и вулканологии при Университете Киюшу, Япония;

Институт сейсмологии и вулканологии при Университете Хоккайдо, Япония;

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН 680063, Россия, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65 [bykov@itig.as.khb.ru](mailto:bykov@itig.as.khb.ru), <http://www.itig.khv.ru>

Институт Физики Земли РАН, Россия, Москва, ул. Б. Грузинская 10

Информационный центр Аляски по изучению землетрясений, Университет Аляски в Фэрбэнксе, США;

Информационный центр наблюдения за вулканами, Метеорологической обсерватории Саппоро, Японское метеорологическое агентство, Япония;

Калифорнийский институт технических наук, Пасадена, США;

Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия Геофизической службы РАН, 683006, Россия, г. Петропавловск – Камчатский, б.Пийпа, 9. [chebr@emsd.ru](mailto:chebr@emsd.ru), [www.emsd.iks.ru](http://www.emsd.iks.ru);

Камчатский государственный педагогический университет, 683032, Россия, Петропавловск-Камчатский, ул. Пограничная, 4 [an@kgpu.kamchatka.ru](mailto:an@kgpu.kamchatka.ru);

Карибская сейсмо-геодезическая обсерватория по островным андезито-лавовым вулканам, США;

Колумбийский университет, Палисадес, штат Нью Йорк;

Костромской Государственный Университет им. Некрасова, 156000, Россия, Кострома, Первомайская ул.;

Кьонгпукский Университет, Дэгу 702-701, Корея;

Мичиганский технический университет, Хотон, штат Мичиган 49931, США;

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический ф-т, Россия, г. Москва;

Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Северо-восточное шоссе 30, а/я 56;

Научно-исследовательский институт по изучению землетрясений при Токийском университете, Япония;

Научно-исследовательский институт по предотвращению катастроф при Университете Киото, Япония;

Научно-исследовательский центр ГЕОМАР, Киль, Германия;

Научно-исследовательский центр сейсмологии, вулканологии и уменьшения последствий стихийных бедствий при Университете Нагойя, Япония;

Национальный институт геологических наук, Филиппинский Университет, Филиппины;

Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН;

Отделение антропологии при Университете штата Вашингтон, Сиэтл, США;

Отделение аэрокосмических инженерных наук при университете Колорадо, США, штат Колорадо, Баулдер;

Отделение географии и естественных наук при Брунельском Университете, Соединенное Королевство Великобритании и Северной Ирландии;

Отделение геологии и планетологии при Университете Питсбурга, США, 15260 Питсбург, корпус SRCC 200;

Отделение геологических наук и геотехнологий Миланского университета, Милан, Италия;

Отделение Геологических Наук при Пенсильванском государственном университете, США, штат Пенсильвания 16802, Университетский парк;

Отделение наук о Земле и космосе при Университете штата Вашингтон, Сиэтл, США;

Отделение наук о Земле и планетологии, Университет Хоккайдо, Саппоро, Япония;

Отделение наук о Земле и планетологии при университете Нагойя, Япония;

Римский Университет III, Рим, Италия;

Северо-восточный комплексный НИИ ДВО РАН, 685000, Россия, г. Магадан, ул. Портовая, 16, [Sharafutdinova@neisri.magadan.ru](mailto:Sharafutdinova@neisri.magadan.ru) <http://gw.neisri.magadan.ru>;

Стэнфордский университет, США;

Техасский университет в Остине, Техас, США;

Техасский Университет, Эль Пасо, США;

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Россия, Владивосток;

Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, 690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская 43 [pacific@online.marine.su](mailto:pacific@online.marine.su), <http://www.poi.dvo.ru>;

Университет им. Пьера и Марии Кюри, Париж, Франция;

Университет Тохоку, Япония;

Управление природных ресурсов и охраны окружающей среды МПР России по Камчатской области и Корякскому автономному округу, Россия, г. Петропавловск-Камчатский, ул. Мишенная 106;

Центр геодезических наблюдений, Институт Географической службы, Цукуба, Япония;

Центр геологических наук при Государственном университете Мексики Мехико;

Якутский филиал Геофизической службы СО РАН, 678980, Россия, Республика Саха (Якутия), г. Якутск, пр. Ленина, 39 [shibaev@emsd.ysn.ru](mailto:shibaev@emsd.ysn.ru);

Author index	Алфавитный указатель авторов
<p>Abdurakhmanov, A.I. <a href="mailto:aabdurahmanov@mail.ru">aabdurahmanov@mail.ru</a>  Acocella, V.  Adleman, J. N. <a href="mailto:jaleman@usgs.gov">jaleman@usgs.gov</a>  Almberg, L. D. <a href="mailto:Laslie.Almberg@gi.alaska.edu">Laslie.Almberg@gi.alaska.edu</a>  Amelung, F.  Andreev, V. I. <a href="mailto:gen@kcs.iks.ru">gen@kcs.iks.ru</a>  Anosov, G.I. <a href="mailto:anosovgi@kcs.iks.ru">anosovgi@kcs.iks.ru</a>  Aprelkov, S.E. <a href="mailto:geolog@mail.kamchatka.ru">geolog@mail.kamchatka.ru</a>  Avdeiko, G.P. <a href="mailto:gavdeiko@kcs.iks.ru">gavdeiko@kcs.iks.ru</a>  Bakhtiarov, V.F. <a href="mailto:vil@emsd.iks.ru">vil@emsd.iks.ru</a>  Bazanov, L.I. <a href="mailto:bazli@kcs.iks.ru">bazli@kcs.iks.ru</a>  Bazarov, A.D. <a href="mailto:tatkov@gin.bsc.buryatia.ru">tatkov@gin.bsc.buryatia.ru</a>  Begét, J. E. <a href="mailto:Ffjeb1@aurora.uaf.edu">Ffjeb1@aurora.uaf.edu</a>  Belousov, A. B. <a href="mailto:belousov@mail.ru">belousov@mail.ru</a>  Belousova, M. G. <a href="mailto:belousov@mail.ru">belousov@mail.ru</a>  Benson, C. <a href="mailto:benson@gi.alaska.edu">benson@gi.alaska.edu</a>  Berardino, P. <a href="mailto:sansosti.e@irea.cnr.it">sansosti.e@irea.cnr.it</a>  Bobrov, V. A.  Bogoyavlenskaya, G.E <a href="mailto:geta@kcs.iks.ru">geta@kcs.iks.ru</a>  Bondarenko, V.I. <a href="mailto:kgpu@kosnet.ru">kgpu@kosnet.ru</a>  Bormotov, V. A. <a href="mailto:bormotov@itig.as.khb.ru">bormotov@itig.as.khb.ru</a>  Bourgeois, J. <a href="mailto:jbougeo@u.washington.edu">jbougeo@u.washington.edu</a>  Braitseva, O.A <a href="mailto:Nataliya_I_Florenskaya@svyazinvest.ru">Nataliya_I_Florenskaya@svyazinvest.ru</a>  Branan, Y.  Browne, B. <a href="mailto:ftblb@uaf.edu">ftblb@uaf.edu</a>  Bychkov, K.A.  Bykov, V.G. <a href="mailto:bykov@itig.as.khb.ru">bykov@itig.as.khb.ru</a>  Calkins, J.A. <a href="mailto:JCalkins@nmt.edu">JCalkins@nmt.edu</a>  Casu, F. <a href="mailto:casu.f@irea.cnr.it">casu.f@irea.cnr.it</a>  Chebrov, V.N. <a href="mailto:chebr@emsd.ru">chebr@emsd.ru</a>  Chernykh, E.N.  Chernykh, E.V. <a href="mailto:cher@crust.irk.ru">cher@crust.irk.ru</a>  Chernyshev, S.D. <a href="mailto:chersd@kcs.iks.ru">chersd@kcs.iks.ru</a>  Christensen, D.  Churikova, T. <a href="mailto:churikova@pisem.net">churikova@pisem.net</a>  Corazzato, C.  Dean, K. <a href="mailto:kdean@gi.alaska.edu">kdean@gi.alaska.edu</a>  Dehn, J. <a href="mailto:jdehn@gi.alaska.edu">jdehn@gi.alaska.edu</a>  Demyunchuk, Yu. V. <a href="mailto:yuridem@emsd.iks.ru">yuridem@emsd.iks.ru</a>  Dirksen, O.V. <a href="mailto:dirksen@kcs.iks.ru">dirksen@kcs.iks.ru</a>  Dirksen, V.G. <a href="mailto:dirksen@kcs.iks.ru">dirksen@kcs.iks.ru</a>  Dobson, C.  Dorofeeva, R.P. <a href="mailto:drf@crust.irk.ru">drf@crust.irk.ru</a>  Droznin, V.A. <a href="mailto:dva@kcs.iks.ru">dva@kcs.iks.ru</a>  Dubrovskaya, I.K. <a href="mailto:rik@kcs.iks.ru">rik@kcs.iks.ru</a>  Dvigalo, V.N. <a href="mailto:dvig@kcs.iks.ru">dvig@kcs.iks.ru</a>  Egorov, O.N. <a href="mailto:egorov@kcs.iks.ru">egorov@kcs.iks.ru</a>  Eichelberger, J. <a href="mailto:eich@gi.alaska.edu">eich@gi.alaska.edu</a>  Fedotov, S.A. <a href="mailto:fedotov@kcs.iks.ru">fedotov@kcs.iks.ru</a>  Ferrari, L.  Firstov, P.P. <a href="mailto:firstov@kcs.iks.ru">firstov@kcs.iks.ru</a>  Fitzhugh, J. B. <a href="mailto:fitzhugh@u.washington.edu">fitzhugh@u.washington.edu</a>  Fournier, Th.  Fox, O.  Freymueller, J. <a href="mailto:jeff@giseis.alaska.edu">jeff@giseis.alaska.edu</a>  Frolov, D.I. <a href="mailto:dm.frolov@pop.ioffe.rssi.ru">dm.frolov@pop.ioffe.rssi.ru</a>  Frolova, Yu.V. <a href="mailto:ju_frolova@mail.ru">ju_frolova@mail.ru</a>  Fujii, N. <a href="mailto:fujii@seis.nagoya-u.ac.jp">fujii@seis.nagoya-u.ac.jp</a>  Gardner, J. <a href="mailto:gardner@mail.utexas.edu">gardner@mail.utexas.edu</a>  Gavrilov, A.A. <a href="mailto:43_pacific@online.marine.su">43_pacific@online.marine.su</a>  Gavrilov, V.A. <a href="mailto:vgavr@kcs.iks.ru">vgavr@kcs.iks.ru</a></p>	<p>Абдурахманов А.И <a href="mailto:aabdurahmanov@mail.ru">aabdurahmanov@mail.ru</a>  Авдейко Г.П. <a href="mailto:gavdeiko@kcs.iks.ru">gavdeiko@kcs.iks.ru</a>  Адлеман, Дж. <a href="mailto:jaleman@usgs.gov">jaleman@usgs.gov</a>  Айкельбергер, Дж. <a href="mailto:eich@gi.alska.edu">eich@gi.alska.edu</a>  Акочелла, В.  Алмберг, Л.Д. <a href="mailto:Laslie.Almberg@gi.alaska.edu">Laslie.Almberg@gi.alaska.edu</a>  Амелюнг, Ф.  Андреев В. И <a href="mailto:gen@kcs.iks.ru">gen@kcs.iks.ru</a>  Аносов Г.И. <a href="mailto:anosovgi@kcs.iks.ru">anosovgi@kcs.iks.ru</a>  Апрелков С.Е. <a href="mailto:geolog@mail.kamchatka.ru">geolog@mail.kamchatka.ru</a>  Базанова Л.И. <a href="mailto:bazli@kcs.iks.ru">bazli@kcs.iks.ru</a>  Базаров А.Д. <a href="mailto:tatkov@gin.bsc.buryatia.ru">tatkov@gin.bsc.buryatia.ru</a>  Бахтиаров В.Ф. <a href="mailto:vil@emsd.iks.ru">vil@emsd.iks.ru</a>  Бежэ, Дж.Е. <a href="mailto:Ffjeb1@aurora.uaf.edu">Ffjeb1@aurora.uaf.edu</a>  Белоусов А.В. <a href="mailto:belousov@mail.ru">belousov@mail.ru</a>  Белоусова М.Г. <a href="mailto:belousov@mail.ru">belousov@mail.ru</a>  Бенсон, К. <a href="mailto:benson@gi.alaska.edu">benson@gi.alaska.edu</a>  Берардино, П. <a href="mailto:berardino.p@irea.cnr.it">berardino.p@irea.cnr.it</a>  Бобров В.А.  Богоявленская Г.Е. <a href="mailto:geta@kcs.iks.ru">geta@kcs.iks.ru</a>  Бондаренко, В.И.  Бормотов В.А. <a href="mailto:bormotov@itig.as.khb.ru">bormotov@itig.as.khb.ru</a>  Брайцева О.А. <a href="mailto:Nataliya_I_Florenskaya@svyazinvest.ru">Nataliya_I_Florenskaya@svyazinvest.ru</a>  Брауни, Б. <a href="mailto:ftblb@uaf.edu">ftblb@uaf.edu</a>  Брэнан, Й.  Буржуа, Дж. <a href="mailto:jbougeo@u.washington.edu">jbougeo@u.washington.edu</a>  Быков В.Г. <a href="mailto:bykov@itig.as.khb.ru">bykov@itig.as.khb.ru</a>  Бычков К.А.  Вальдес Гонцалец, К.  Вальтер, Т.Р. <a href="mailto:twalter@rsmas.miami.edu">twalter@rsmas.miami.edu</a>  Ванек, Дж.  Василенко Н.Ф. <a href="mailto:vnf@imgg.ru">vnf@imgg.ru</a>  Вёрнер, Г.  Весселс, Р. <a href="mailto:rwessels@usgs.gov">rwessels@usgs.gov</a>  Викулин А.В. <a href="mailto:vik@kcs.iks.ru">vik@kcs.iks.ru</a>  Вильямс, П.  Войт, Б. <a href="mailto:voight@ems.psu.edu">voight@ems.psu.edu</a>  Вольнец А.О. <a href="mailto:volynetka@pisem.net">volynetka@pisem.net</a>  Вольф, Б.  Гаврилов А. А. <a href="mailto:43_pacific@online.marine.su">43_pacific@online.marine.su</a>  Гаврилов В.А. <a href="mailto:vgavr@kcs.iks.ru">vgavr@kcs.iks.ru</a>  Гаврюшов С.  Гануш, В.  Гарднер, Дж. <a href="mailto:gardner@mail.utexas.edu">gardner@mail.utexas.edu</a>  Герасименко М.Д. <a href="mailto:nikon@phys.dvgu.ru">nikon@phys.dvgu.ru</a>  Герасимов Г.Н. <a href="mailto:nikon@phys.dvgu.ru">nikon@phys.dvgu.ru</a>  Гильманова Г.З. <a href="mailto:gulya@as.khb.ru">gulya@as.khb.ru</a>  Гирина О.А. <a href="mailto:girina@kcs.iks.ru">girina@kcs.iks.ru</a>  Головин Д.И.  Гольдин С.В. <a href="mailto:sgoldin@uiggm.nsc.ru">sgoldin@uiggm.nsc.ru</a>  Гонтовая Л.И. <a href="mailto:glarissa@i.kiev.ua">glarissa@i.kiev.ua</a>  Горбач Н.В. <a href="mailto:gorbach@mail.ru">gorbach@mail.ru</a>  Гордеев Е.И. <a href="mailto:gord@emsd.ru">gord@emsd.ru</a>  Гриб Е.Н. <a href="mailto:gen@kcs.iks.ru">gen@kcs.iks.ru</a>  Гурьянов В.Б. <a href="mailto:volcano@imgg.ru">volcano@imgg.ru</a>  Гусев А.А. <a href="mailto:gusev@emsd.iks.ru">gusev@emsd.iks.ru</a>  Двигало В.Н. <a href="mailto:dvig@kcs.iks.ru">dvig@kcs.iks.ru</a>  Демянчук Ю.В. <a href="mailto:yuridem@emsd.iks.ru">yuridem@emsd.iks.ru</a>  Джексон, М. <a href="mailto:jackson@unavco.org">jackson@unavco.org</a>  Дин, Дж. <a href="mailto:jdehn@gi.alaska.edu">jdehn@gi.alaska.edu</a>  Дин, К. <a href="mailto:kdean@gi.alaska.edu">kdean@gi.alaska.edu</a></p>



Gavryushov, S.  
 Gerasimenko, M. [D.nikon@phys.dvgu.ru](mailto:D.nikon@phys.dvgu.ru)  
 Gerasimov, G. N. [nikon@phys.dvgu.ru](mailto:nikon@phys.dvgu.ru)  
 Gil'manova, G.Z. [gulya@as.khb.ru](mailto:gulya@as.khb.ru)  
 Girina, O. A. [girina@kcs.iks.ru](mailto:girina@kcs.iks.ru)  
 Goldin, S.V. [sgoldin@uiggm.nsc.ru](mailto:sgoldin@uiggm.nsc.ru)  
 Golovin, D.I.  
 Gontovaya, L. [glarissa@i.kiev.ua](mailto:glarissa@i.kiev.ua)  
 Gorbach, N.V. [gorbach@mail.ru](mailto:gorbach@mail.ru)  
 Gordeev, Ye.I. [gord@emsd.ru](mailto:gord@emsd.ru)  
 Grib, Y. N. [gen@kcs.iks.ru](mailto:gen@kcs.iks.ru)  
 Guryanov, V.B. [volcano@imgg.ru](mailto:volcano@imgg.ru)  
 Gusev, A.A. [gusev@emsd.iks.ru](mailto:gusev@emsd.iks.ru)  
 Hansen, R. [roger@giseis.alaska.edu](mailto:roger@giseis.alaska.edu)  
 Hanuš, V.  
 Hashimoto, M. [hasimoto@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp](mailto:hasimoto@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp)  
 Heki, K. [heki@ep.sci.hokudai.ac.jp](mailto:heki@ep.sci.hokudai.ac.jp)  
 Hirahara, K. [hirahara@eps.nagoya-u.ac.jp](mailto:hirahara@eps.nagoya-u.ac.jp)  
 Hoernle, K. [khoernle@ifm-geomar.de](mailto:khoernle@ifm-geomar.de)  
 Imaev, V.S. [imaev@crust.irk.ru](mailto:imaev@crust.irk.ru)  
 Imaeva, L.P. [imaev@crust.irk.ru](mailto:imaev@crust.irk.ru)  
 Irikura, K.  
 Ishimaru, S. [ishi@gsh.pref.hokkaido.jp](mailto:ishi@gsh.pref.hokkaido.jp)  
 Ivanov, B.V. [ivanovbv@kcs.iks.ru](mailto:ivanovbv@kcs.iks.ru)  
 Ivanyšjko, G.O.  
 Ivashchenko, A.I. [nauka@imgg.ru](mailto:nauka@imgg.ru)  
 Ivshin, V.M. [ivt@kcs.iks.ru](mailto:ivt@kcs.iks.ru)  
 Ivshina, E.V. [ivt@kcs.iks.ru](mailto:ivt@kcs.iks.ru)  
 Izbekov, P. [pavel@gi.alaska.edu](mailto:pavel@gi.alaska.edu)  
 Jackson, M. [jackson@unavco.org](mailto:jackson@unavco.org)  
 Kagawa, T.  
 Karagusov, Yu.V. [ssap@sakhalin.su](mailto:ssap@sakhalin.su)  
 Kasahara, M. [mkasa@eos.hokudai.ac.jp](mailto:mkasa@eos.hokudai.ac.jp)  
 Kato, T. [teru@eri.u-tokyo.ac.jp](mailto:teru@eri.u-tokyo.ac.jp)  
 Kearney, C. [ckearny@gi.alaska.edu](mailto:ckearny@gi.alaska.edu)  
 Khatkevich, Yu.M. [khat@emsd.iks.ru](mailto:khat@emsd.iks.ru)  
 Khleborodova, O. [khleborodova@kcs.iks.ru](mailto:khleborodova@kcs.iks.ru)  
 Khrenov, A.P. [khrenov@igem.ru](mailto:khrenov@igem.ru)  
 Khubunaya, S.A. [khoernle@ifm-geomar.de](mailto:khoernle@ifm-geomar.de)  
 Kimata, F. [kimata@seis.nagoya-u.ac.jp](mailto:kimata@seis.nagoya-u.ac.jp)  
 Kiryukhin, A.V. [avk2@kcs.iks.ru](mailto:avk2@kcs.iks.ru)  
 Kissling, E. [kissling@tomo.ig.erdw.ethz.ch](mailto:kissling@tomo.ig.erdw.ethz.ch)  
 Kogan, M. G. [kogan@ldeo.columbia.edu](mailto:kogan@ldeo.columbia.edu)  
 Kokovkin, A.A. [bormotov@itig.as.khb.ru](mailto:bormotov@itig.as.khb.ru)  
 Kolomiets, A.G. [nikon@phys.dvgu.ru](mailto:nikon@phys.dvgu.ru)  
 Koloskov, A.V. [kolosav@kcs.iks.ru](mailto:kolosav@kcs.iks.ru)  
 Kondrashov, I.A. [girina@kcs.iks.ru](mailto:girina@kcs.iks.ru)  
 Konovalov, A.V. [konovalov@imgg.ru](mailto:konovalov@imgg.ru)  
 Kopylova, G.N. [gala@emsd.iks.ru](mailto:gala@emsd.iks.ru)  
 Kostoglodov, V. [vladi@servidor.unam.mx](mailto:vladi@servidor.unam.mx)  
 Koz'min, B.M. [shibaev@emsd.ysn.ru](mailto:shibaev@emsd.ysn.ru)  
 Kozhurin, A.I. [kozhurin@ginras.ru](mailto:kozhurin@ginras.ru)  
 Kravchenko, N.M. [hope@emsd.iks.ru](mailto:hope@emsd.iks.ru)  
 Kravchunovskaya, E.A. [katja832003@mail.ru](mailto:katja832003@mail.ru)  
 Krolevets, A.N. [an@kgpu.kamchatka.ru](mailto:an@kgpu.kamchatka.ru)  
 Kronz, A.  
 Kugaenko, Yu.A. [ku@emsd.iks.ru](mailto:ku@emsd.iks.ru)  
 Kuznetsov, V.V. [vvk@ikir.kamchatka.ru](mailto:vvk@ikir.kamchatka.ru)  
 LaBrecque, J.  
 Ladygin V.M. [skalka@geol.msu.ru](mailto:skalka@geol.msu.ru)  
 Lagmay, F.M.  
 Lanari, R. [lanari.r@irea.cnr.it](mailto:lanari.r@irea.cnr.it)  
 Larsen, J. F. [faust@gi.alaska.edu](mailto:faust@gi.alaska.edu)  
 Larson, K. M.  
 Дирксен В.Г. [dirksen@kcs.iks.ru](mailto:dirksen@kcs.iks.ru)  
 Дирксен О.В. [dirksen@kcs.iks.ru](mailto:dirksen@kcs.iks.ru)  
 Добсон, К.  
 Дорофеева Р.П. [drf@crust.irk.ru](mailto:drf@crust.irk.ru)  
 Дрознин В.А. [dva@kcs.iks.ru](mailto:dva@kcs.iks.ru)  
 Дубровская И.К. [rik@kcs.iks.ru](mailto:rik@kcs.iks.ru)  
 Егоров О.Н. [egorov@kcs.iks.ru](mailto:egorov@kcs.iks.ru)  
 Жаринов Н.А. [zhar@emsd.iks.ru](mailto:zhar@emsd.iks.ru)  
 Жарков Р.В. [raf@imgg.ru](mailto:raf@imgg.ru)  
 Зарецкая Н.Е. [zaretsk@ginras.ru](mailto:zaretsk@ginras.ru)  
 Иванов Б.В. [ivanovbv@kcs.iks.ru](mailto:ivanovbv@kcs.iks.ru)  
 Иванысько Г.О.  
 Иващенко А.И. [nauka@imgg.ru](mailto:nauka@imgg.ru)  
 Ившин В.М. [ivt@kcs.iks.ru](mailto:ivt@kcs.iks.ru)  
 Ившина Е.В. [ivt@kcs.iks.ru](mailto:ivt@kcs.iks.ru)  
 Избеков П. [pavel@gi.alaska.edu](mailto:pavel@gi.alaska.edu)  
 Имаев В.С. [imaev@crust.irk.ru](mailto:imaev@crust.irk.ru)  
 Имаева Л.П. [imaev@crust.irk.ru](mailto:imaev@crust.irk.ru)  
 Ирикура, К.  
 Ишимару, С. [ishi@gsh.pref.hokkaido.jp](mailto:ishi@gsh.pref.hokkaido.jp)  
 Йошимото, М. [myoshi@eri.u-tokyo.ac.jp](mailto:myoshi@eri.u-tokyo.ac.jp)  
 Кагава, Т.  
 Казу, Ф. [casu.f@irea.cnr.it](mailto:casu.f@irea.cnr.it)  
 Калкинс, Дж.А. [jcalkins@nmt.edu](mailto:jcalkins@nmt.edu)  
 Карагузов Ю.В. [ssap@sakhalin.su](mailto:ssap@sakhalin.su)  
 Касахара М. [mkasa@eos.hokudai.ac.jp](mailto:mkasa@eos.hokudai.ac.jp)  
 Като, Т. [teru@eri.u-tokyo.ac.jp](mailto:teru@eri.u-tokyo.ac.jp)  
 Квинтанар, Л.  
 Кёрни, С. [ckearney@gi.alaska.edu](mailto:ckearney@gi.alaska.edu)  
 Кимата, Ф. [kimata@seis.nagoya-u.ac.jp](mailto:kimata@seis.nagoya-u.ac.jp)  
 Кирюхин А.В. [avk2@kcs.iks.ru](mailto:avk2@kcs.iks.ru)  
 Кисслинг, Э. [kissling@tomo.ig.erdw.ethz.ch](mailto:kissling@tomo.ig.erdw.ethz.ch)  
 Коган М.Г. [kogan@ldeo.columbia.edu](mailto:kogan@ldeo.columbia.edu)  
 Кожурин А.И. [kozhurin@ginras.ru](mailto:kozhurin@ginras.ru)  
 Козьмин Б.М. [shibaev@emsd.ysn.ru](mailto:shibaev@emsd.ysn.ru)  
 Коковкин А.А. [bormotov@itig.as.khb.ru](mailto:bormotov@itig.as.khb.ru)  
 Коломиец А. Г. [nikon@phys.dvgu.ru](mailto:nikon@phys.dvgu.ru)  
 Колосков А.В. [kolosav@kcs.iks.ru](mailto:kolosav@kcs.iks.ru)  
 Кондрашов И.А. [girina@kcs.iks.ru](mailto:girina@kcs.iks.ru)  
 Коновалов А.В. [konovalov@imgg.ru](mailto:konovalov@imgg.ru)  
 Копылова Г.Н. [gala@emsd.iks.ru](mailto:gala@emsd.iks.ru)  
 Кораццато, К.  
 Костоглодов В. [vladi@servidor.unam.mx](mailto:vladi@servidor.unam.mx)  
 Кравченко Н.М. [hope@emsd.iks.ru](mailto:hope@emsd.iks.ru)  
 Кравчуновская Е.А. [katja832003@mail.ru](mailto:katja832003@mail.ru)  
 Кристенсен, Д.  
 Кролевец А.Н. [an@kgpu.kamchatka.ru](mailto:an@kgpu.kamchatka.ru)  
 Кронц, А.  
 Кугаенко Ю.А. [ku@emsd.iks.ru](mailto:ku@emsd.iks.ru)  
 Кузнецов В.В. [vvk@ikir.kamchatka.ru](mailto:vvk@ikir.kamchatka.ru)  
 Лабрек, Дж.  
 Ладыгин В.М. [skalka@geol.msu.ru](mailto:skalka@geol.msu.ru)  
 Ланари, Р. [lanari.r@irea.cnr.it](mailto:lanari.r@irea.cnr.it)  
 Ларсен Дж. Ф. [faust@gi.alaska.edu](mailto:faust@gi.alaska.edu)  
 Ларсон, К.М.  
 Левин В.Е. [lev@emsd.iks.ru](mailto:lev@emsd.iks.ru)  
 Левина В.И. [valeria@emsd.iks.ru](mailto:valeria@emsd.iks.ru)  
 Леонов В.Л. [lvl@kcs.iks.ru](mailto:lvl@kcs.iks.ru)  
 Ли, Ю. М.  
 Лундгрэн, П. [paul@weed.jpl.nasa.gov](mailto:paul@weed.jpl.nasa.gov)  
 Лунева М.Н. [margo@itig.as.khb.ru](mailto:margo@itig.as.khb.ru)  
 Лутиков А.И. [ail@ifz.ru](mailto:ail@ifz.ru)  
 Лысак С.В. [drf@crust.irk.ru](mailto:drf@crust.irk.ru)  
 Лэгмэй Ф.М.

Lee, J. M.	Магуськин М.А. <a href="mailto:magma@kcs.iks.ru">magma@kcs.iks.ru</a>
Leonov, V.L. <a href="mailto:lvl@kcs.iks.ru">lvl@kcs.iks.ru</a>	Мак-Гимси, Р.Г. <a href="mailto:mcgimsey@usgs.gov">mcgimsey@usgs.gov</a>
Levin, V.E. <a href="mailto:lev@emsd.iks.ru">lev@emsd.iks.ru</a>	Мак-Нат, С.Р. <a href="mailto:steve@giseis.alaska.edu">steve@giseis.alaska.edu</a>
Levina, V. I. <a href="mailto:valeria@emsd.iks.ru">valeria@emsd.iks.ru</a>	Максимов А.П. <a href="mailto:maximov@kcs.iks.ru">maximov@kcs.iks.ru</a>
Lundgren, P. <a href="mailto:paul@weed.jpl.nasa.gov">paul@weed.jpl.nasa.gov</a>	Маневич А.Г. <a href="mailto:alexey@emsd.iks.ru">alexey@emsd.iks.ru</a>
Luneva, M.N. <a href="mailto:margo@itig.as.khb.ru">margo@itig.as.khb.ru</a>	Мани, В.С. <a href="mailto:vldy@ollin.igeofcu.unam.mx">vldy@ollin.igeofcu.unam.mx</a>
Lutikov, A.I. <a href="mailto:ail@ifz.ru">ail@ifz.ru</a>	Мани, М. <a href="mailto:mary@ollin.igeofcu.unam.mx">mary@ollin.igeofcu.unam.mx</a>
Lysak, S.V. <a href="mailto:drf@crust.irk.ru">drf@crust.irk.ru</a>	Манн, Д. <a href="mailto:doerte@pangea.stanford.edu">doerte@pangea.stanford.edu</a>
Maguskin, M.M. <a href="mailto:magma@kcs.iks.ru">magma@kcs.iks.ru</a>	Манцо, М. <a href="mailto:manzo.mr@irea.cnr.it">manzo.mr@irea.cnr.it</a>
Mahrt, E. <a href="mailto:bmahrt@u.washington.edu">bmahrt@u.washington.edu</a>	Март, Е. <a href="mailto:bmahrt@u.washington.edu">bmahrt@u.washington.edu</a>
Manea, M. <a href="mailto:mary@ollin.igeofcu.unam.mx">mary@ollin.igeofcu.unam.mx</a>	Маслов Л.А. <a href="mailto:maslovlev@yandex.ru">maslovlev@yandex.ru</a>
Manea, V.C. <a href="mailto:vldy@ollin.igeofcu.unam.mx">vldy@ollin.igeofcu.unam.mx</a>	Мацушима, Т. <a href="mailto:mat@sevo.kyushu-u.ac.jp">mat@sevo.kyushu-u.ac.jp</a>
Manevich, A.G. <a href="mailto:alexey@emsd.iks.ru">alexey@emsd.iks.ru</a>	Мейлано, И. <a href="mailto:irwan@seis.nagoya-u.ac.jp">irwan@seis.nagoya-u.ac.jp</a>
Mann, D. <a href="mailto:doerte@pangea.stanford.edu">doerte@pangea.stanford.edu</a>	Мелекесцев И.В. <a href="mailto:bazli@kcs.iks.ru">bazli@kcs.iks.ru</a>
Manzo, M. <a href="mailto:manzo.mr@irea.cnr.it">manzo.mr@irea.cnr.it</a>	Мельников Д. <a href="mailto:dvm@kcs.iks.ru">dvm@kcs.iks.ru</a>
Maslov, L.A. <a href="mailto:maslovlev@yandex.ru">maslovlev@yandex.ru</a>	Менсин, Д. <a href="mailto:dmencin@unavco.org">dmencin@unavco.org</a>
Matsushima, T. <a href="mailto:mat@sevo.kyushu-u.ac.jp">mat@sevo.kyushu-u.ac.jp</a>	Миронов Н. <a href="mailto:nikita_mir@rambler.ru">nikita_mir@rambler.ru</a>
Maximov, A.P. <a href="mailto:maximov@kcs.iks.ru">maximov@kcs.iks.ru</a>	Мишин С.В. <a href="mailto:sharafutdinova@neisri.magadan.ru">sharafutdinova@neisri.magadan.ru</a>
McGimsey, R.G. <a href="mailto:mcgimsey@usgs.gov">mcgimsey@usgs.gov</a>	Мияджи, Й. <a href="mailto:yousuke@eos.hokudai.ac.jp">yousuke@eos.hokudai.ac.jp</a>
McNutt, S. R. <a href="mailto:steve@giseis.alaska.edu">steve@giseis.alaska.edu</a>	Миямура, Дж. <a href="mailto:junmiyamura@met.kishou.go.jp">junmiyamura@met.kishou.go.jp</a>
Meilano, I. <a href="mailto:irwan@seis.nagoya-u.ac.jp">irwan@seis.nagoya-u.ac.jp</a>	Морозова Ю.В. <a href="mailto:vgavr@kcs.iks.ru">vgavr@kcs.iks.ru</a>
Melekestsev, I.V. <a href="mailto:bazli@kcs.iks.ru">bazli@kcs.iks.ru</a>	Морозова Ю.В. <a href="mailto:vgavr@kcs.iks.ru">vgavr@kcs.iks.ru</a>
Melnikov, D. <a href="mailto:dvm@kcs.iks.ru">dvm@kcs.iks.ru</a>	Москалева С. В. <a href="mailto:zond@kcs.iks.ru">zond@kcs.iks.ru</a>
Mencin, D. <a href="mailto:dmencin@unavco.org">dmencin@unavco.org</a>	Мугинис Марк, П. <a href="mailto:pmm@mercury.soest.hawaii.edu">pmm@mercury.soest.hawaii.edu</a>
Mironov, N. <a href="mailto:nikita_mir@rambler.ru">nikita_mir@rambler.ru</a>	Муравьев Я.Д. <a href="mailto:murjd@kcs.iks.ru">murjd@kcs.iks.ru</a>
Mishin, S.V. <a href="mailto:sharafutdinova@neisri.magadan.ru">sharafutdinova@neisri.magadan.ru</a>	Мурасе, М. <a href="mailto:irwan@seis.nagoya-u.ac.jp">irwan@seis.nagoya-u.ac.jp</a>
Miyagi, Y. <a href="mailto:yousuke@eos.hokudai.ac.jp">yousuke@eos.hokudai.ac.jp</a>	Мюррей, Т. <a href="mailto:tmurray@usgs.gov">tmurray@usgs.gov</a>
Miyamura, J. <a href="mailto:junmiyamura@met.kishou.go.jp">junmiyamura@met.kishou.go.jp</a>	Накагава, М. <a href="mailto:nakagawa@ep.sci.hokudai.ac.jp">nakagawa@ep.sci.hokudai.ac.jp</a>
Morozova, Yu.V. <a href="mailto:vgavr@kcs.iks.ru">vgavr@kcs.iks.ru</a>	Накао, Ш. <a href="mailto:nakao@eri.u-tokyo.ac.jp">nakao@eri.u-tokyo.ac.jp</a>
Moskalyova, S.V. <a href="mailto:zond@kcs.iks.ru">zond@kcs.iks.ru</a>	Наумов В.Б. <a href="mailto:naumov@geokhi.ru">naumov@geokhi.ru</a>
Mouginis Mark, P. <a href="mailto:pmm@mercury.soest.hawaii.edu">pmm@mercury.soest.hawaii.edu</a>	Низкоус, И.В. <a href="mailto:aldiva@mail.ru">aldiva@mail.ru</a>
Murase, M. <a href="mailto:irwan@seis.nagoya-u.ac.jp">irwan@seis.nagoya-u.ac.jp</a>	Нил, К.А. <a href="mailto:tneal@usgs.gov">tneal@usgs.gov</a>
Muravyev Ya.D. <a href="mailto:murjd@kcs.iks.ru">murjd@kcs.iks.ru</a>	Оборнев Е. А.
Murray, T. <a href="mailto:tmurray@usgs.gov">tmurray@usgs.gov</a>	Озеров А.Ю. <a href="mailto:ozarov@ozarov.ru">ozarov@ozarov.ru</a>
Nakagawa, M. <a href="mailto:nakagawa@ep.sci.hokudai.ac.jp">nakagawa@ep.sci.hokudai.ac.jp</a>	Оказаки, Н. <a href="mailto:okazaki@gsh.pref.hokkaido.jp">okazaki@gsh.pref.hokkaido.jp</a>
Nakao, Sh. <a href="mailto:nakao@eri.u-tokyo.ac.jp">nakao@eri.u-tokyo.ac.jp</a>	Оои, Ш.
Naumov, V.B. <a href="mailto:naumov@geokhi.ru">naumov@geokhi.ru</a>	Оскорбин Л.С. <a href="mailto:nauka@imgg.ru">nauka@imgg.ru</a>
Neal, C.A. <a href="mailto:tneal@usgs.gov">tneal@usgs.gov</a>	Оуэнс, Л. <a href="mailto:gaia20@hotmail.com">gaia20@hotmail.com</a>
Nizkous, I. <a href="mailto:aldiva@mail.ru">aldiva@mail.ru</a>	Павленов В.А. <a href="mailto:cher@crust.irk.ru">cher@crust.irk.ru</a>
Obornev, E.A.	Павлов В.М. <a href="mailto:pvm@emsd.iks.ru">pvm@emsd.iks.ru</a>
Ohmi, Sh.	Палуева А.А. <a href="mailto:palueva@kcs.iks.ru">palueva@kcs.iks.ru</a>
Okazaki, N. <a href="mailto:okazaki@gsh.pref.hokkaido.jp">okazaki@gsh.pref.hokkaido.jp</a>	Паук, Б. <a href="mailto:bpauk@kcs.iks.ru">bpauk@kcs.iks.ru</a>
Oskorbin, L.S. <a href="mailto:nauka@imgg.ru">nauka@imgg.ru</a>	Пауэр, Дж. <a href="mailto:jpower@usgs.gov">jpower@usgs.gov</a>
Owens, L. <a href="mailto:gaia20@hotmail.com">gaia20@hotmail.com</a>	Певзнер М. М. <a href="mailto:suler@ginras.ru">suler@ginras.ru</a>
Ozerov, A.Yu. <a href="mailto:ozarov@ozarov.ru">ozarov@ozarov.ru</a>	Педоха, К. <a href="mailto:pedojak@yahoo.fr">pedojak@yahoo.fr</a>
Palueva, A.A. <a href="mailto:palueva@kcs.iks.ru">palueva@kcs.iks.ru</a>	Пепе, А. <a href="mailto:pepe.a@irea.cnr.it">pepe.a@irea.cnr.it</a>
Pauk, B. <a href="mailto:bpauk@kcs.iks.ru">bpauk@kcs.iks.ru</a>	Петров А. Ф. <a href="mailto:shibaev@emsd.ysn.ru">shibaev@emsd.ysn.ru</a>
Pavlenov, V.A. <a href="mailto:cher@crust.irk.ru">cher@crust.irk.ru</a>	Петухин А.Г. <a href="mailto:anatolyp@geor.or.jp">anatolyp@geor.or.jp</a>
Pavlov, V.M. <a href="mailto:pvm@emsd.iks.ru">pvm@emsd.iks.ru</a>	Пинегина Т.К. <a href="mailto:pinetk@kcs.iks.ru">pinetk@kcs.iks.ru</a>
Pedoja, K. <a href="mailto:pedojak@yahoo.fr">pedojak@yahoo.fr</a>	Плечов П. <a href="mailto:pavel@cs.ru">pavel@cs.ru</a>
Pepe, A. <a href="mailto:pepe.a@irea.cnr.it">pepe.a@irea.cnr.it</a>	Пономарева В.В. <a href="mailto:ponomareva@geo.tv-sign.ru">ponomareva@geo.tv-sign.ru</a>
Petrov, A.F. <a href="mailto:shibaev@emsd.ysn.ru">shibaev@emsd.ysn.ru</a>	Попруженко С.В. <a href="mailto:geolog@mail.kamchatka.ru">geolog@mail.kamchatka.ru</a>
Petukhin, A.G. <a href="mailto:anatolyp@geor.or.jp">anatolyp@geor.or.jp</a>	Портнягин М. <a href="mailto:mportnyagin@ifm-geomar.de">mportnyagin@ifm-geomar.de</a>
Pevzner, M.M. <a href="mailto:suler@ginras.ru">suler@ginras.ru</a>	Прилепин М.Т. <a href="mailto:prilepin@uipe-ras.scgis.ru">prilepin@uipe-ras.scgis.ru</a>
Pieri, D.	Прытков А.С.
Pineguina, T.K. <a href="mailto:pinetk@kcs.iks.ru">pinetk@kcs.iks.ru</a>	Пузанков М.Ю. <a href="mailto:puzankov@kcs.iks.ru">puzankov@kcs.iks.ru</a>
Pletchov, P. <a href="mailto:pavel@cs.ru">pavel@cs.ru</a>	Пузанков Ю. М.
Ponomaryova, V.V. <a href="mailto:ponomareva@geo.tv-sign.ru">ponomareva@geo.tv-sign.ru</a>	Пьери, Д.
Popruzhenko, S.V. <a href="mailto:geolog@mail.kamchatka.ru">geolog@mail.kamchatka.ru</a>	Разжигаета Н.Г. <a href="mailto:rnadya@mail.primorye.ru">rnadya@mail.primorye.ru</a>
Portnyagin, M. <a href="mailto:mportnyagin@ifm-geomar.de">mportnyagin@ifm-geomar.de</a>	Райт, Р. <a href="mailto:wright@higp.hawaii.edu">wright@higp.hawaii.edu</a>
Power, J. <a href="mailto:jpower@usgs.gov">jpower@usgs.gov</a>	Рамзи, М.С. <a href="mailto:ramsey@ivis.eps.pitt.edu">ramsey@ivis.eps.pitt.edu</a>
Prilepin, M.T. <a href="mailto:prilepin@uipe-ras.scgis.ru">prilepin@uipe-ras.scgis.ru</a>	Раст, Д. <a href="mailto:wright@higp.hawaii.edu">wright@higp.hawaii.edu</a>
Prytkov, A.S.	Рашидов В. А. <a href="mailto:rashidov@rbcmail.ru">rashidov@rbcmail.ru</a>
Puzankov, M.Yu. <a href="mailto:puzankov@kcs.iks.ru">puzankov@kcs.iks.ru</a>	Ровида, А.
	Рыбин А.В. <a href="mailto:rybin_av@bk.ru">rybin_av@bk.ru</a>

Puzankov, Yu.M.	Рябинин Г.В. <a href="mailto:gena@emsd.iks.ru">gena@emsd.iks.ru</a>
Quintanar, L.	Савельев Д. <a href="mailto:zhar@emsd.iks.ru">zhar@emsd.iks.ru</a>
Ramsey, M.S. <a href="mailto:ramsey@ivis.eps.pitt.edu">ramsey@ivis.eps.pitt.edu</a>	Савитский В.А. <a href="mailto:ssherman@earth.crust.irk.ru">ssherman@earth.crust.irk.ru</a>
Rashidov, V.A. <a href="mailto:rashidov@rbcmail.ru">rashidov@rbcmail.ru</a>	Саджия, Т. <a href="mailto:sagiya@seis.nagoya-u.ac.jp">sagiya@seis.nagoya-u.ac.jp</a>
Razzhigaeva, N.G. <a href="mailto:madya@mail.primorye.ru">madya@mail.primorye.ru</a>	Салтыков В.А. <a href="mailto:salt@emsd.iks.ru">salt@emsd.iks.ru</a>
Rovida, A.	Санина И. А.
Rust, D.	Саности, Е. <a href="mailto:sansosti.e@irea.cnr.it">sansosti.e@irea.cnr.it</a>
Ryabinin, G.V. <a href="mailto:gena@emsd.iks.ru">gena@emsd.iks.ru</a>	Сапрыгин С.М. <a href="mailto:nauka@imgg.ru">nauka@imgg.ru</a>
Rybin, A.V. <a href="mailto:rybin_av@bk.ru">rybin_av@bk.ru</a>	Сато, Т. <a href="mailto:sato@aob.geophys.tohoku.ac.jp">sato@aob.geophys.tohoku.ac.jp</a>
Sagiya, T. <a href="mailto:sagiya@seis.nagoya-u.ac.jp">sagiya@seis.nagoya-u.ac.jp</a>	Селивёрстов Н.И. <a href="mailto:nis@kcs.iks.ru">nis@kcs.iks.ru</a>
Saltykov, V.A. <a href="mailto:salt@emsd.iks.ru">salt@emsd.iks.ru</a>	Селянгин О.Б. <a href="mailto:nigt@kcs.iks.ru">nigt@kcs.iks.ru</a>
Sanina, I.A.	Сеначин В.Н. <a href="mailto:nauka@imgg.ru">nauka@imgg.ru</a>
Sansosti, E. <a href="mailto:sansosti.e@irea.cnr.it">sansosti.e@irea.cnr.it</a>	Сенюков С.Л. <a href="mailto:ssl@emsd.ru">ssl@emsd.ru</a>
Saprygin, S.M. <a href="mailto:nauka@imgg.ru">nauka@imgg.ru</a>	Серафимова Ю.К. <a href="mailto:yulka@emsd.ru">yulka@emsd.ru</a>
Sato, T. <a href="mailto:sato@aob.geophys.tohoku.ac.jp">sato@aob.geophys.tohoku.ac.jp</a>	Симонс, М. <a href="mailto:simons@caltech.edu">simons@caltech.edu</a>
Saveliev, D. <a href="mailto:zhar@emsd.iks.ru">zhar@emsd.iks.ru</a>	Слезин Ю.Б. <a href="mailto:slezin@kcs.iks.ru">slezin@kcs.iks.ru</a>
Savitsky, V.A. <a href="mailto:ssherman@earth.crust.irk.ru">ssherman@earth.crust.irk.ru</a>	Соломатин А.М. <a href="mailto:alf55@mail.ru">alf55@mail.ru</a>
Schneider, D. <a href="mailto:djschneider@usgs.gov">djschneider@usgs.gov</a>	Спичак, А. <a href="mailto:als@ig.cas.cz">als@ig.cas.cz</a>
Seliverstov, N.I. <a href="mailto:nis@kcs.iks.ru">nis@kcs.iks.ru</a>	Стеблов Г.М.
Selyangin, O.B. <a href="mailto:nigt@kcs.iks.ru">nigt@kcs.iks.ru</a>	Стеллинг, П. <a href="mailto:ftpls@aurora.alaska.edu">ftpls@aurora.alaska.edu</a>
Senachin, V.N. <a href="mailto:nauka@imgg.ru">nauka@imgg.ru</a>	Стефанов, Ю.М.
Senyukov, S.L. <a href="mailto:ssl@emsd.ru">ssl@emsd.ru</a>	Стеффке, А.М. <a href="mailto:andrea@gi.alaska.edu">andrea@gi.alaska.edu</a>
Serafimova, Yu.K. <a href="mailto:yulka@emsd.ru">yulka@emsd.ru</a>	Сторчеус А.В. <a href="mailto:astor@emsd.iks.ru">astor@emsd.iks.ru</a>
Sewell, G.	Сьювелл, Г.
Sharafutdinov, V.M. <a href="mailto:sharafutdinova@neisri.magadan.ru">sharafutdinova@neisri.magadan.ru</a>	Табулевич В.Н. <a href="mailto:cher@crust.irk.ru">cher@crust.irk.ru</a>
Sharafutdinova, L.V. <a href="mailto:L.V.sharafutdinova@neisri.magadan.ru">L.V.sharafutdinova@neisri.magadan.ru</a>	Такахашаи, Р. <a href="mailto:takaryo@ep.sci.hokudai.ac.jp">takaryo@ep.sci.hokudai.ac.jp</a>
Sheimovich, V.S. <a href="mailto:kamchatnedra@mail.kamchatka.ru">kamchatnedra@mail.kamchatka.ru</a>	Такахашаи, Х. <a href="mailto:hiroaki@eos.hokudai.ac.jp">hiroaki@eos.hokudai.ac.jp</a>
Sheremetyeva, O.V. <a href="mailto:sheremolga@yandex.ru">sheremolga@yandex.ru</a>	Тамура, М.
Sherman, S.I. <a href="mailto:ssherman@earth.crust.irk.ru">ssherman@earth.crust.irk.ru</a>	Танака, А. <a href="mailto:akiko-tanaka@aist.go.jp">akiko-tanaka@aist.go.jp</a>
Shestakov, N.V. <a href="mailto:nikon@phys.dvgu.ru">nikon@phys.dvgu.ru</a>	Тараканов Р.З. <a href="mailto:nauka@imgg.ru">nauka@imgg.ru</a>
Shibaev, S.V. <a href="mailto:shibaev@emsd.ysn.ru">shibaev@emsd.ysn.ru</a>	Татьков Г.И. <a href="mailto:tatkov@gin.bsc.buryatia.ru">tatkov@gin.bsc.buryatia.ru</a>
Shimelevich, M.I. <a href="mailto:shimelevich@ecc.ru">shimelevich@ecc.ru</a>	Тверитинова Т.Ю. <a href="mailto:tvertat@yandex.ru">tvertat@yandex.ru</a>
Shirokov, V.A. <a href="mailto:shirokov@kcs.iks.ru">shirokov@kcs.iks.ru</a>	Тенгончанг, А.
Simons, M. <a href="mailto:simons@caltech.edu">simons@caltech.edu</a>	Терентьев Н.С. <a href="mailto:ssap@sakhalin.su">ssap@sakhalin.su</a>
Slezin, Yu.B. <a href="mailto:slezin@kcs.iks.ru">slezin@kcs.iks.ru</a>	Тибальди, А.
Solomatin, A.V. <a href="mailto:alf55@mail.ru">alf55@mail.ru</a>	Тимиршин К.В. <a href="mailto:shibaev@emsd.ysn.ru">shibaev@emsd.ysn.ru</a>
Špičák, A. <a href="mailto:als@ig.cas.cz">als@ig.cas.cz</a>	Титков Н.Н. <a href="mailto:nik@emsd.iks.ru">nik@emsd.iks.ru</a>
Steblov, G.M.	Титов, В.
Stefanov, Yu.M.	Тихонов И.Н. <a href="mailto:nauka@imgg.ru">nauka@imgg.ru</a>
Steffke, A. M. <a href="mailto:andrea@gi.alaska.edu">andrea@gi.alaska.edu</a>	Толстых М. Л. . <a href="mailto:naumov@geokhi.ru">naumov@geokhi.ru</a>
Stelling, P. <a href="mailto:ftpls@aurora.alaska.edu">ftpls@aurora.alaska.edu</a>	Томпсон, Г.
Storcheus, A.V. <a href="mailto:astor@emsd.iks.ru">astor@emsd.iks.ru</a>	Транбенкова, А. <a href="mailto:ecology@kcs.iks.ru">ecology@kcs.iks.ru</a>
Tabulevich, V.N. <a href="mailto:cher@crust.irk.ru">cher@crust.irk.ru</a>	Трусов С. В. <a href="mailto:serg@students.web.ru">serg@students.web.ru</a>
Takahashi, H. <a href="mailto:hiroaki@eos.hokudai.ac.jp">hiroaki@eos.hokudai.ac.jp</a>	Тубанов Ц.А. <a href="mailto:tatkov@gin.bsc.buryatia.ru">tatkov@gin.bsc.buryatia.ru</a>
Takahashi, R. <a href="mailto:takaryo@ep.sci.hokudai.ac.jp">takaryo@ep.sci.hokudai.ac.jp</a>	Тунеси, А.
Tamura, M. <a href="mailto:makoto@gsh.pref.hokkaido.jp">makoto@gsh.pref.hokkaido.jp</a>	Уи, Х.
Tanaka, A. <a href="mailto:akiko-tanaka@aist.go.jp">akiko-tanaka@aist.go.jp</a>	Урбан Н.А. <a href="mailto:tatkov@gin.bsc.buryatia.ru">tatkov@gin.bsc.buryatia.ru</a>
Tarakanov, R.Z. <a href="mailto:nauka@imgg.ru">nauka@imgg.ru</a>	Ушаков С. В. <a href="mailto:ushakov@kcs.iks.ru">ushakov@kcs.iks.ru</a>
Tatkov, G.I. <a href="mailto:tatkov@gin.bsc.buryatia.ru">tatkov@gin.bsc.buryatia.ru</a>	Федотов С.А. <a href="mailto:fedotov@kcs.iks.ru">fedotov@kcs.iks.ru</a>
Tengonciang, A.	Феррари, Л.
Terentyev, N. S. <a href="mailto:ssap@sakhalin.su">ssap@sakhalin.su</a>	Фирстов П.П. <a href="mailto:firstov@kcs.iks.ru">firstov@kcs.iks.ru</a>
Thompson, G.	Фитцух, Дж.Б. <a href="mailto:fitzhugh@u.washington.edu">fitzhugh@u.washington.edu</a>
Tibaldi, A.	Фокс, О.
Tikhonov, I.N. <a href="mailto:nauka@imgg.ru">nauka@imgg.ru</a>	Фреймюллер, Дж. <a href="mailto:jeff@giseis.alaska.edu">jeff@giseis.alaska.edu</a>
Timirshin, K.V. <a href="mailto:shibaev@emsd.ysn.ru">shibaev@emsd.ysn.ru</a>	Фролов Д.И. <a href="mailto:dm.frolov@pop.ioffe.rssi.ru">dm.frolov@pop.ioffe.rssi.ru</a>
Titkov, N. <a href="mailto:nik@emsd.iks.ru">nik@emsd.iks.ru</a>	Фролова Ю.В. <a href="mailto:ju_frolova@mail.ru">ju_frolova@mail.ru</a>
Titov, V.,	Фуджий, Н. <a href="mailto:fujii@seis.nagoya-u.ac.jp">fujii@seis.nagoya-u.ac.jp</a>
Tolstykh, M.L. <a href="mailto:naumov@geokhi.ru">naumov@geokhi.ru</a>	Фурнье, Т.
Tranbenkova, A. <a href="mailto:ecology@kcs.iks.ru">ecology@kcs.iks.ru</a>	Хансен, Р. <a href="mailto:roger@giseis.alaska.edu">roger@giseis.alaska.edu</a>
Trusov, S.V. <a href="mailto:serg@students.web.ru">serg@students.web.ru</a>	Хаткевич Ю.М. <a href="mailto:khat@emsd.iks.ru">khat@emsd.iks.ru</a>
Tubанov, T.A. <a href="mailto:tatkov@gin.bsc.buryatia.ru">tatkov@gin.bsc.buryatia.ru</a>	Хашимото, М. <a href="mailto:hasimoto@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp">hasimoto@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp</a>
Tunesi, <a href="mailto:naumov@geokhi.ru">naumov@geokhi.ru</a> .	Хеки, К. <a href="mailto:heki@ep.sci.hokudai.ac.jp">heki@ep.sci.hokudai.ac.jp</a>
Tveritina, T. Yu. <a href="mailto:tvertat@yandex.ru">tvertat@yandex.ru</a>	Хёнле, К. <a href="mailto:khoernle@ifm-geomar.de">khoernle@ifm-geomar.de</a>
Urban, N.A. <a href="mailto:tatkov@gin.bsc.buryatia.ru">tatkov@gin.bsc.buryatia.ru</a>	Хирахара, К. <a href="mailto:hirahara@eps.nagoya-u.ac.jp">hirahara@eps.nagoya-u.ac.jp</a>

<p>Ushakov, S. V. <a href="mailto:ushakov@kcs.iks.ru">ushakov@kcs.iks.ru</a>          Uy, H.          Valdez Gonzalez, C.          Vaněk, J.          Vasilenko, N.F. <a href="mailto:vnf@imgg.ru">vnf@imgg.ru</a>          Vikulin, A.V. <a href="mailto:vik@kcs.iks.ru">vik@kcs.iks.ru</a>          Voight, B. <a href="mailto:voight@ems.psu.edu">voight@ems.psu.edu</a>          Volynets, A.O. <a href="mailto:volynetka@pisem.net">volynetka@pisem.net</a>          Walter, T. R. <a href="mailto:twalter@rsmas.miami.edu">twalter@rsmas.miami.edu</a>          Wessels, R. <a href="mailto:rwessels@usgs.gov">rwessels@usgs.gov</a>          Williams, P.          Wolfe, B.          Wörner, G.          Wright, R. <a href="mailto:wright@higp.hawaii.edu">wright@higp.hawaii.edu</a>          Yamigawa, A. <a href="mailto:yamagiwa@gsi.go.jp">yamagiwa@gsi.go.jp</a>          Yoshimoto, M. <a href="mailto:myoshi@eri.u-tokyo.ac.jp">myoshi@eri.u-tokyo.ac.jp</a>          Yunga, S.L. <a href="mailto:syunga@ifz.ru">syunga@ifz.ru</a>          Zaretskaya, N. E. <a href="mailto:zaretsk@ginras.ru">zaretsk@ginras.ru</a>          Zharinov, N.A. <a href="mailto:zhar@emsd.iks.ru">zhar@emsd.iks.ru</a>          Zharkov, R.V. <a href="mailto:raf@imgg.ru">raf@imgg.ru</a></p>	<p>Хлебородова О. <a href="mailto:khleborodova@kcs.iks.ru">khleborodova@kcs.iks.ru</a>          Хренов А.П. <a href="mailto:khrenov@igem.ru">khrenov@igem.ru</a>          Хубуная С.А. <a href="mailto:travel@mail.iks.ru">travel@mail.iks.ru</a>          Чебров В.Н. <a href="mailto:chebr@emsd.ru">chebr@emsd.ru</a>          Черных Е.В. <a href="mailto:cher@crust.irk.ru">cher@crust.irk.ru</a>          Чернышов С.Д. <a href="mailto:chersd@kcs.iks.ru">chersd@kcs.iks.ru</a>          Чурикова, Т.Г. <a href="mailto:churikova@pisem.net">churikova@pisem.net</a>          Шарафутдинов В.М.  <a href="mailto:sharafutdinova@neisri.magadan.ru">sharafutdinova@neisri.magadan.ru</a>          Шарафутдинова Л.В.  <a href="mailto:sharafutdinova@neisri.magadan.ru">sharafutdinova@neisri.magadan.ru</a>          Шеймович В.С. <a href="mailto:kamchatnedra@mail.kamchatka.ru">kamchatnedra@mail.kamchatka.ru</a>          Шереметьева О.В. <a href="mailto:sheremolga@yandex.ru">sheremolga@yandex.ru</a>          Шерман С.И. <a href="mailto:ssherman@earth.crust.irk.ru">ssherman@earth.crust.irk.ru</a>          Шестаков Н. В. <a href="mailto:nikon@phys.dvgu.ru">nikon@phys.dvgu.ru</a>          Шибаяев С.В. <a href="mailto:shibaev@emsd.ysn.ru">shibaev@emsd.ysn.ru</a>          Шимелевич М. И. <a href="mailto:shimelevich@ecc.ru">shimelevich@ecc.ru</a>          Широков В.А. <a href="mailto:shirokov@kcs.iks.ru">shirokov@kcs.iks.ru</a>          Шнайдер, Д. <a href="mailto:djschneider@usgs.gov">djschneider@usgs.gov</a>          Юнга С.Л. <a href="mailto:syunga@ifz.ru">syunga@ifz.ru</a>          Ямигава, А. <a href="mailto:yamagiwa@gsi.go.jp">yamagiwa@gsi.go.jp</a></p>
--	---

## CONTENTS

	Rus.	Eng.
INTRODUCTION.....	7	8
<b>I. ACTIVE VOLCANISM</b>		
<b>A.A. Gusev.</b> ORDER CLUSTERING IN THE SEQUENCES OF VOLCANIC ERUPTIONS AND EARTHQUAKES OF THE WORLD.....	10	12
<b>J.E. Beget, L. Almberg, J. Larsen, P. Stelling and B. Wolfe.</b> ERUPTIONS THROUGH CALDERA LAKES IN ALASKA: SURGES, TSUNAMIS, AND CATASTROPHIC FLOODS.....		14
<b>O.A. Girina, S.L. Senyukov, Yu.V. Demyunchuk, S.A. Khubunaya and S.A. Ushakov.</b> THE ERUPTION OF SHEVELUCH VOLCANO, KAMCHATKA, ON MAY 10, 2004.....	15	17
<b>Pavel Izbekov, James Gardner, Ivan Melekestsev and John Eichelberger.</b> RECURRENT CALDERA-FORMING ERUPTIONS: KSUDACH CASE STUDY.....		19
<b>L. Gontovaya, I. Nizkous, E. Kissling, S. Senyukov, I. Sanina and A. Khrenov.</b> DEEP STRUCTURE OF KAMCHATKA NORTHERN VOLCANIC GROUP: SEISMICITY, 3D VELOCITY STRUCTURE AND MAGMA SOURCES.....	20	21
<b>Alexander B. Belousov and Marina Belousova.</b> DIRECT SAMPLING OF ERUPTIVE CLOUDS USING TETHERED BALLOONS: RESULTS OF FIELD EXPERIMENT ON KARYMSKY VOLCANO, KAMCHATKA, RUSSIA.....	22	23
<b>Yu.B. Slezin.</b> ERUPTION REGIME AND MAGMA SYSTEM PARAMETERS OF THE VOLCANO SHIVELUCH.....	23	25
<b>David Schneider, Yvonne Branam, Courtney Kearney and Rick Wessels.</b> MINI-ULTRAVIOLET SPECTROMETER (MUSE) AND THERMAL INFRARED IMAGE OBSERVATIONS OF ALASKAN VOLCANOES: COMPARISONS TO ASTER SATELLITE DATA.....		27
<b>Rick Wessels, Sergey Senyukov, Anastasia Tranbenkova, and Dave Schneider.</b> DETECTING SMALL GEOTHERMAL FEATURES AT NORTHERN PACIFIC VOLCANOES USING TERRA SATELLITE ASTER THERMAL INFRARED DATA.....		28
<b>Paul Lundgren, F. Casu, M. Manzo, A. Pepe, P. Berardino, E. Sansosti, and R. Lanari.</b> THE POTENTIAL OF INSAR FOR VOLCANO DEFORMATION MONITORING: TEN YEARS OF ERS OBSERVATIONS AT MT. ETNA, ITALY.....		29
<b>O.A. Girina, S.L. Senyukov, C.A. Neal.</b> KAMCHATKAN VOLCANIC ERUPTION RESPONSE TEAM (KVERT) PROJECT IN 2002-2004.....	31	32
<b>A.V. Rybin, Y.V. Karagusov, P. E. Izbekov, N.S. Terentyev, V.B. Guryanov and R.V. Zharkov.</b> PROSPECTS OF VOLCANIC ACTIVITY MONITORING IN THE KURIL ISLANDS.....	33	35
<b>V.A. Droznin, I.K. Dubrovskaya, A.V. Kiryukhin, E.V. Chernykh, S.L. Senyukov and G.O. Ivanysko.</b> AVACHINSKY VOLCANO GEOTHERMAL RESERVOIR BASED ON FUMARoles ACTIVITY AND SEISMOLOGICAL NETWORK DATA.....	37	39
<b>Robert Wright.</b> THERMAL UNREST AT KAMCHATKAN VOLCANOES: FIVE YEARS OF MODIS OBSERVATIONS.....		41

<b>C. Benson, Ya. Muravyev.</b> RETROSPECTIVE INSIGHT ON TWINS VOLCANOES VRANGEL (ALASKA) AND USHKOVSKY (KAMCHATKA): THEIR RECENT ACTIVITY AND VOLCANO-GLACIAL INTERACTION.....	42	44
<b>A.I. Abdurakhmanov, N.G. Razzhigaeva, A.V. Rybin, V.B., Guryanov and R.V. Zharkov.</b> MENDELEEV VOLCANO: HISTORY OF DEVELOPMENT AND RECENT STATE (KUNASHIR ISL., KURIL ISLANDS).....	45	47
<b>J.N. Adleman, J. F. Larsen, M.S. Ramsey, R.G. McGimsey, C.A. Neal.</b> ANALYSIS OF COMPOSITION AND CHRONOLOGY OF DOME EMPLACEMENT AT BLACK PEAK, ALASKA UTILIZING ASTER REMOTE SENSING DATA AND FIELD-BASED STUDIES.....		50
<b>Leslie D. Almbert, James E. Begét.</b> PRODUCTS OF HYDROVOLCANISM IN OKMOK CALDERA, ALASKA, U.S.A.....		50
<b>L.I. Bazanova, O.A. Braitseva, I.V. Melekestsev and M.Yu. Puzankov.</b> ASSESSMENT OF VOLCANIC HAZARD FROM AVACHINSKY VOLCANO, KAMCHATKA, RUSSIA.....	51	51
<b>O.A. Braitseva, V.V. Ponomareva, I.V. Melekestsev.</b> TEPHROCHRONOLOGY AS A TOOL FOR DATING FLANK ERUPTIONS ON KLIUCHEVSKOI VOLCANO, KAMCHATKA, RUSSIA.....	52	52
<b>Julie A Calkins.</b> <sup>40</sup> AR/ <sup>39</sup> AR GEOCHRONOLOGY OF KHAPITSA PLATEAU AND STUDYONAYA RIVER BASALTS AND BASALTIC ANDESITES IN CENTRAL KAMCHATKA DEPRESSION, KAMCHATKA, RUSSIA.....		53
<b>O.V. Dirksen, L.I. Bazanova, P.Yu. Pletchov, M.V. Portnyagin and K.A. Bychkov.</b> VOLCANIC ACTIVITY AT SEDANKINSKY DOL LAVA FIELD, SREDINNY RIDGE DURING THE HOLOCENE (KAMCHATKA, RUSSIA).....		55
<b>V.G. Dirksen, O.V. Dirksen.</b> PALEOENVIRONMENTAL EFFECT AND PLANTS RECOVERING AFTER 7600 BP CATASTROPHIC KURILE LAKE CALDERA-FORMING ERUPTION, KAMCHATKA.....		56
<b>S.A. Fedotov, N.A. Zharinov, V.N. Dvigalo, N.I. Seliverstov and S.A. Khubunaya.</b> ERUPTION OF SHIVELUCH VOLCANO IN 2001-2004, KAMCHATKA.....	57	59
<b>Courtney Kearney, Jon Dehn and Ken Dean.</b> THERMAL INFRARED SPACE-BASED SO <sub>2</sub> DETECTION: A NEW TECHNIQUE FOR THE ALASKA VOLCANO OBSERVATORY.....		61
<b>Vladimir M. Ladygin, Olga A. Girina, Julia V. Frolova and Igor A. Kondrashov.</b> THE LAVA FLOWS OF BEZYMIANNY VOLCANO, KAMCHATKA.....	62	63
<b>Elizabeth Mahrt and Joanne Bourgeois.</b> LIFE ON THE EDGE: HOLOCENE HISTORY AND TEPHRA STRATIGRAPHY OF TANGINAK ANCHORAGE, SITKALIDAK ISLAND, KODIAK ARCHIPELAGO, ALASKA.....		64
<b>Stephen R. McNutt.</b> VOLCANIC TREMOR AND ITS USE IN ESTIMATING ERUPTION PARAMETERS.....		66
<b>Dmitry V. Melnikov.</b> REMOTE SENSING IN APPLICATION TO GEOMORPHOLOGICAL STUDY OF MUTNOVSKY VOLCANO.....	67	68
<b>Jun'ichi Miyamura.</b> RECENT VOLCANIC ACTIVITY IN HOKKAIDO, JAPAN AND MONITORING BY SAPPORO DMO, JMA.....		68
<b>Christina Neal and Jim Beget.</b> 1817 INTRACALDERA ERUPTION OF OKMOK VOLCANO, ALASKA: TRANSITION FROM HYDROMAGMATIC TO STROMBOLIAN ACTIVITY.....		69
<b>Noritoshi Okazaki, Makoto Tamura, Satoshi Ishimaru.</b> GEOTHERMAL ACTIVITY OF TOKACHIDAKE VOLCANO, CENTRAL HOKKAIDO, JAPAN		71

<b>Lara Owens.</b> A PRELIMINARY INVESTIGATION OF THE BEZYMIANNY MAGMA CHAMBER, KAMCHATKA, RUSSIA (1956-1997).....	71
<b>Maria M. Pevzner.</b> NEW DATA ON HOLOCENE MONOGENETIC VOLCANISM OF THE NORTHERN KAMCHATKA: AGES AND SPACE DISTRIBUTION.....	72 74
<b>Oleg B. Selyangin.</b> STROMBOLIAN CALDERA-FORMING ERUPTIONS IN KAMCHATKA.....	76 77
<b>Andrea M. Steffke, Jonathan Dehn and Ken Dean.</b> RELATING THERMAL ANOMALIES OBSERVED IN SATELLITE DATA TO THE GROWTH OF BEZYMIANNY VOLCANO'S LAVA DOME DURING THE FALL 2000 ERUPTION.....	78
<b>A.V. Storcheus, A.Yu. Ozerov, P.P. Firstov, A. Manevich.</b> THE MECHANISM OF GENERATION OF AUTO FLUCTUATIONS AT VOLCANO KARYMSKY EXPLOSIONS.....	79 80
<b>Ryo Takahashi, Mitsuhiro Yoshimoto, Mitsuhiro Nakagawa.</b> EVOLUTION OF HISTORIC MAGMA SYSTEM OF HOKKAIDO-KOMAGATAKE VOLCANO, JAPAN: IMPLICATIONS FOR STRUCTURE AND ERUPTION PROCESSES OF MUSH CHAMBER.....	81
<b>Makoto Tamura.</b> GEOPHYSICAL OBSERVATIONS IN TARUMAI VOLCANO, HOKKAIDO, JAPAN.....	81
<b>G.S. Mattioli, S.R. Young, A.T. Linde, I.S. Sacks, P.E. Malin, E. Shalev, D. Hidayat, D. Elsworth, C. Widiwijayanti, V. Miller, RSJ Sparks, J Neuberg, V Bass, P Dunkley, M Edmonds, R Herd, A Jolly, G. Norton, T. Syers, G. Thompson, P. Williams.</b> B Voight and CALIPSO team. CALIPSO BOREHOLE INSTRUMENTATION AT A BEZYMIANNY-LIKE ANDESITE VOLCANO: CALIPSO PROJECT AT SOUFRIERE HILLS VOLCANO, MONTSEERRAT.....	82
<b>N.E. Zaretskaya.</b> <sup>14</sup> C TIMING OF VOLCANIC AND PALEOSEISMIC EVENTS IN KAMCHATKA.....	83 84

## II. GEODYNAMICS, TECTONICS, GEOCHEMISTRY, PETROLOGY AND MAGMA-FORMATION

	86
<b>Gennadii P. Avdeiko and Aida A. Palueva.</b> GEODYNAMICS OF VOLCANISM OF THE KAMCHATKA-ALEUTIAN JUNCTION.....	86 87
<b>Boris V. Ivanov and Vladimir A. Shirokov.</b> TECTONICS, VOLCANISM AND SEISMICITY: ISSUES OF PARAGENETIC RELATION.....	87 89
<b>E.I. Gordeev, V.M. Pavlov, V.E. Levin, V.F. Bakhtiarov.</b> THE PLATE SUBDUCTION UNDER KAMCHATKA: «SEISMIC» SPEED, SLOW EVENTS, DEFORMATION VELOCITY.....	91 93
<b>Alexander V. Koloskov and Gennadiy I. Anosov.</b> ROTATIONAL CONCEPT FOR THE DEVELOPMENT OF THE WESTERN-PACIFIC TRANSITIONAL ZONE IN CENOZOIC.....	95 96
<b>Joanne Bourgeois, Vasily Titov and Tanya Pinegina.</b> SUBDUCTION-ZONE BEHAVIOR BACKED OUT OF TSUNAMI DEPOSITS, KAMCHATKA, FAR EASTERN RUSSIA.....	97
<b>Aleš Špičák, Václav Hanuš and Jiří Vaněk.</b> SEISMOTECTONIC PATTERN, SOURCE REGION OF VOLCANISM AND ONSET OF A NEW SUBDUCTION CYCLE IN THE KURILE ISLANDS AND ALEUTIAN ISLANDS REGION.....	99

<b>Minoru Kasahara, Hiroaki Takahashi.</b> THE 2003 TOKACHI-OKI EARTHQUAKE, OFF SOUTHEASTERN HOKKAIDO, JAPAN: SEISMIC ACTIVITIES FROM THE FORMER 1952 TOKACHI-OKI EARTHQUAKE, FORESHOCK, MAINSHOCK, AFTERSHOCKS, AND TRIGGERED EARTHQUAKES.....	101
<b>A. Kozhurin, V. Ponomareva, I.V. Melekestsev, V. Acocella, F.M. Lagmay, D. Rust, A. Tibaldi, A. Tunesi, C. Corazzato, A. Rovida, A. Tengonciang and H. Uy.</b> NON-SUBDUCTION SEISMICITY IN KAMCHATKA: FIRST DATA ON PALEOSEISMOLOGY OF THE EAST KAMCHATKA FAULT ZONE.....	103
<b>I. Nizkous, E. Kissling, L. Gontovaya and V. Levina.</b> STRUCTURE OF VELOCITY HETEROGENEITIES AND THEIR INTERCONNECTION WITH GEODYNAMICS OF TRANSITION ZONE (KAMCHATKA).....	104 105
<b>Vladimir Kostoglodov, Carlos M. Valdés González and Luis Quintanar.</b> SILENT EARTHQUAKES AND THE POPOCATEPETL VOLCANO UNREST..	106
<b>Meilano Irwan, Fumiaki Kimata, Naoyuki Fujii, Kazuro Hirahara, Takeshi Sagiya and Atsushi Yamigawa.</b> COSEISMIC AND SHORT TERM AFTERSLIP OF THE 2003 TOKACHI OKI EARTHQUAKE INFERRED FROM KINEMATIC GPS ANALYSIS.....	108
<b>Masayuki Murase and Fumiaki Kimata.</b> TIME DEPENDENT MODEL OF HUGE DIKE INTRUSION AT THE 2000 MIYAKE KOZU VOLCANIC EVENTS, BASED ON GROUND DEFORMATION BY GPS MEASUREMENTS..	109
<b>V.Ye. Levin, M.A. Maguskin, V.F. Bakhtiarov, V.M. Pavlov, M.T. Prilepin and N.N. Titkov.</b> RECENT CRUST MOVEMENTS AND THEIR RELATION TO THE SEISMIC AND VOLCANIC ACTIVITIES ON THE KAMCHATKA PENINSULA.....	110 111
<b>Kosuke Heki.</b> IONOSPHERIC PERTURBATION BY THE SURFACE WAVE OF THE 2003 TOKACHI-OKI EQS (MJMA=8.0) DETECTED USING A DENSE GPS ARRAY.....	112
<b>S.V. Popruzenko and S.E. Aprelkov.</b> VOLCANISM AND STRUCTURE OF SOUTH-WESTERN KAMCHATKA.....	114 116
<b>John Eichelberger, Pavel Izbekov, and Brandon Browne.</b> BEHAVIOR OF STORED MAGMA IN ARC CRUST.....	118
<b>T. Churikova, G. Wörner, N. Mironov, A. Kronz, P. Pletchov and M. Portnyagin.</b> COMPOSITIONAL CHANGES IN FLUIDS ACROSS THE KAMCHATKA ARC.....	119 121
<b>Jeffrey T. Freymueller, Thomas Fournier, Yousuke Miyagi and Fumiaki Kimata.</b> RAPID AND TIME-VARIABLE INFLATION OF OKMOK VOLCANO, ALEUTIAN ARC.....	122
<b>Maxim Portnyagin, Kaj Hoernle and Gennady Avdeiko.</b> ARC TO OCEANIC MAGMATISM TRANSITION ALONG THE CENTRAL KAMCHATKA DEPRESSION.....	123
<b>Olga A. Khleborodova.</b> ORIGIN OF VARIOUS TYPES OF VOLCANIC KURILE ROCKS FROM A UNIFORM SOURCE.....	124 125
<b>A.O. Volynets and T.G. Churikova.</b> HETEROGENEITY OF MANTLE SOURCE OF LATER PLEISTOCENE-HOLOCENE MONOGENETIC VOLCANISM IN SREDINNY RIDGE OF KAMCHATKA.....	125 127
<b>V.I. Andreev, Yu.M. Puzankov, V.A. Bobrov, V.A. Rashidov and M.Yu. Puzankov.</b> ADIONUCLIDS IN THERMAL DEPOSITS OF THE SUBMARINE PIIP VOLCANO (BERING SEA).....	128 128



<b>G.E. Bogoyavlenskaya, V.B. Naumov, M.L. Tolstykh and S.A. Khubunaya.</b> MAGMA COMPOSITIONS AND PECULIARITY OF CRYSTALLISATION IN ANDESITES OF BEZYMANNY, SHIVELUCH, AVACHINSKII AND KARYMSKY VOLCANOES (KAMCHATKA) (ACCORDING TO THE DATA ON STUDY OF MELT INCLUSIONS).....	129	130
<b>O.N. Egorov.</b> KINEMATICS EVOLUTION OF FLANK AREA OF THE OCEAN-CONTINENT TRANSITIONAL ZONE DURING LATE MESOZOIC – LATE PLEISTOCENE.....	132	133
<b>N.V. Gorbach and S.A. Khubunaya.</b> GEOLOGICAL STRUCTURE AND PETROCHEMICAL FEATURES OF MAGNESIAL BASALTS OF KHARCHINSKY VOLCANO, KAMCHATKA.....	134	134
<b>B.V. Ivanov.</b> THE GEOLOGICAL-PETROLOGICAL MODEL OF THE KARYMSKY VOLCANIC CENTER.....	137	138
<b>E.A. Kravchynovskaya, T.K. Pinegina, Joanne Bourgeois and Kevin Padoja.</b> SEISMOTECTONICS AND EVOLUTION OF SOLDATSKAYA BAY (KAMCHATKA) DURING THE HOLOCENE.....	139	141
<b>V.V. Kuznetsov.</b> PRINCIPLE OF THE EARTH'S GRAVITATIONAL ENERGY MINIMIZATION AND THE MECHANISMS OF ITS EMBODIMENT.....	142	143
<b>V.L. Leonov and Y.N. Grib.</b> POLOVINKA-ODNOBOKAYA-ACADEMII NAUK CALDERA COMPLEX, KAMCHATKA: STRUCTURAL POSITION AND MAGMATIC EVOLUTION.....	143	145
<b>M. Manea, V.C. Manea, V. Kostoglodov and L. Ferrari.</b> TEHUANTEPEC RIDGE FORMATION AND CHIAPAS VOLCANIC GAP.....		147
<b>V.C. Manea, M. Manea, V. Kostoglodov and G. Sewell.</b> THE THERMAL STRUCTURE BENEATH SOUTHERN KAMCHATKA INFERRED FROM NUMERICAL MODELS.....		147
<b>Alexander P. Maximov.</b> EFFUSIVE ERUPTIONS OF SILICIC MAGMAS AND MECHANISM OF THE DEEP DEGASSING OF AQUEOUS MAGMAS.....	148	150
<b>L.A. Maslov, G.Z. Gil'manova.</b> GRAVITY AND GEODYNAMIC MODELING OF THE LITHOSPHERE IN THE TRANSITION AREA BETWEEN AREA OF THE PHILIPPINE PLATE AND THE ASIAN CONTINENT.....	151	152
<b>Dave Mencin, Ben Pauk, Tom Murray, John Power, Mike Jackson.</b> THE PLATE BOUNDARY OBSERVATORY IN ALASKA AND THE ALEUTIAN ARC.....		153
<b>Yousuke Miyagi, Jeffrey T. Freymueller, Fumiaki Kimata, Toshiya Sato and Doerte Mann.</b> RAPID INFLATION OF OKMOK CALDERA, ALASKA, DETECTED BY GPS CAMPAIGNS 2000-2003.....		153
<b>Kevin Padoja, Joanne Bourgeois and Tatiana Pinegina.</b> NEOTECTONICS NEAR THE NW CORNER OF THE PACIFIC PLATE: MARINE TERRACES ON OZERNOI AND KAMCHATSKIY PENINSULAS, KAMCHATKA, RUSSIA.....		154
<b>Tatiana Pinegina and Joanne Bourgeois.</b> HOLOCENE VERTICAL MOVEMENTS OF THE KAMCHATKA PACIFIC COAST: GEOMORPHOLOGIC RECONSTRUCTION AND RELATION TO SEISMOTECTONIC PROCESSES.....	156	157
<b>M.Yu. Puzankov, L.I. Bazanova, A.P. Maximov and S.V. Moskal'yova.</b> THE INITIAL PLINIAN BASIC ANDESITE ERUPTIONS OF THE YOUNG CONE, AVACHINSKY VOLCANO (KAMCHATKA).....	158	160
<b>Yu.M. Puzankov, V.A. Bobrov, V.A. Rashidov, M.Yu. Puzankov and V.I. Andreev.</b> RADIOACTIVE ELEMENTS IN HYDROTHERMAL SYSTEMS OF KAMCHATKA.....	161	162

<b>Yu.M. Puzankov and Yu.M. Stefanov.</b> RADIOACTIVE ELEMENTS AS INDICATORS OF CRUSTAL TYPES FORMING ON THE BASE AND IN THE FRAME OF ACTIVE CONTINENTAL MARGIN.....	163	164
<b>V.A. Rashidov and V.I. Bondarenko.</b> ON PROBABLE GAS-HYDROTHERMAL ACTIVITY OF THE SUBMARINE VOLCANO KRILATKA (KURILE ISLAND ARC).....	164	165
<b>V.A. Saltykov.</b> AFTERSHOCKS OF DEEP EARTHQUAKES IN THE KAMCHATKA-ALEUTIAN JUNCTION ZONE.....	166	166
<b>Dmitry Saveliev.</b> QUATERNARY THRUSTS IN THE KAMCHATKA-ALEUTIAN JUNCTION ZONE.....	168	168
<b>V.S. Sheimovich, Yu.M. Puzankov, M.Yu. Puzankov, D.I. Golovin, V.A. Bobrov and S.V. Moskaleva.</b> THE SHOWES OF ALKALINE MAGMATISM IN ENVIRONS OF AVACHINSKAJA BAY.....	169	169
<b>N.V. Shestakov, M.D. Gerasimenko, A.G. Kolomiets, G.N. Gerasimov, A.A. Gavrilov, M. Kasahara and T. Kato.</b> INITIAL RESULTS OF GPS MEASUREMENT IN PRIMORSKI KRAI.....	170	172
<b>M.I. Shimelevich, E.A. Osbornev, S. Gavryushov.</b> RAPID NEURONET INVERSION OF 2D MAGNETOTELLURIC DATA FOR MONITORING OF COMPLEX GEOELECTRICAL SECTIONS.....	174	175
<b>Mark Simons, Jeff Freymueller and Mikhail G. Kogan.</b> TESTING PREDICTIONS OF THE DEGREE OF PLATE COUPLING IN THE KURIL SUBDUCTION ZONE.....		177
<b>Hiroaki Takahashi, Shigeru Nakao, Noritoshi Okazaki, Takeshi Sagiya, Manabu Hashimoto, Teruyuki Kato, Takeshi Matsushima and Minoru Kasahara.</b> POSTSEISMIC CRUSTAL DEFORMATION ASSOCIATED WITH THE 2003 TOKACHI-OKI EARTHQUAKE (MJMA8.0), OFF SOUTHEASTERN HOKKAIDO, JAPAN.....		179
<b>S.V. Trusov and P.Yu. Pletchov.</b> PHYSICO-CHEMICAL PARAMETERS OF THE MAGMA CHAMBER UNDER KIZIMEN VOLCANO (KAMCHATKA)...	180	182
<b>T.Ju. Tveritinova.</b> FEATURES OF A STRUCTURE AND DEVELOPMENT NORTHWEST MARGIN OF THE PACIFIC OCEAN MOBILE BELT AS A GLOBAL ZONE OF SHEAR DEFORMATIONS.....	183	184
<b>N.F. Vasilenko, A.I. Ivaschenko, A.S. Prytkov, G.M. Steblov, D.I. Frolov, M.G. Kogan, M. Kasahara and H. Takahashi.</b> SURFACE DEFORMATIONS IN SAKHALIN FROM GPS DATA.....	185	187
<b>T.R. Walter and F. Amelung.</b> STRESS TRANSFER BEFORE AND DURING THE 1996 KARYMSKY-AKADEMIA NAUK ERUPTION.....		188

### III. FAR EAST AND EASTERN SIBERIA SEISMICITY PROBLEMS

		190
<b>S.A. Fedotov, A.V. Solomatin, S.D. Chernyshev.</b> LONG-TERM EARTHQUAKE PREDICTION FOR THE KURIL-KAMCHATKA ARC FOR 2004-2008 AND RETROSPECTIVE PREDICTION FOR SEPTEMBER 25, 2003 HOKKAIDO EARTHQUAKE, M = 8.1.....	190	190
<b>V.S. Imaev, L.P. Imaeva, B.M. Kozmin.</b> ACTIVE GEOLOGICAL PROCESSES CONTROLLING SEISMISITY IN NORTHEAST RUSSIA.....	191	192
<b>R.Z. Tarakanov.</b> SEISMIC FOCAL ZONE AS A SYSTEM OF DEEP FAULTS AT THE BOUNDARY OF CONTINENTAL AND OCEANIC STRUCTURES...	194	195
<b>V.A. Bormotov.</b> SPATIO-TEMPORAL AND ENERGY CHARACTERISTICS OF THE SYSTEMS OF SEISMOGENERATING CRUSTAL FAULTS AND MANTLE IN THE JUNCTURE AREA OF THE PACIFIC AND CENTRAL-ASIAN MOBILE BELTS.....	196	198

<b>V.G. Bykov.</b> STICK-SLIP IN THE CRUSTAL FAULTS AS A SELF-EXCITING WAVE PROCESS.....	200	202
<b>A.V. Vikulin.</b> VORTEX-RELATED AND EARTHQUAKES.....	204	204
<b>S.V. Goldin.</b> GEOMECHANICS OF EARTHQUAKES.....	205	205
<b>V.M. Pavlov.</b> A NEW TECHNIQUE FOR SEISMOGRAM CALCULATION IN A LAYERED HALF-SPACE, AS APPLIED TO SEISMIC MOMENT TENSOR INVERSIONS.....	206	208
<b>Margariya Luneva, Jung Mo Lee.</b> ANISOTROPY AND TEMPORAL VARIATION OF FAST S-WAVE POLARIZATION AZIMUTHS BENEATH SOUTH KAMCHATKA.....	210	212
<b>S. Yunga, A. Lutikov.</b> NON DOUBLE COUPLE SEISMIC SOURCES.....	214	215
<b>S.I. Sherman, V.A. Savitsky.</b> SEISMICITY INDICES OF ACTIVE FAULTS OF THE LITHOSPHERE AND THE PROBLEM OF EARTHQUAKE PREDICTION.....	217	220
<b>A. Petukhin, T. Kagawa.</b> HF SEISMIC ATTENUATION IN KINKI REGION, JAPAN (PHILIPPINE SEA SUBDUCTION ZONE).....	223	225
<b>G.I. Tatkov, T.A. Tubanov, A.D. Bazarov.</b> VIBROSEISMIC MONITORING ON SOUTH BAIKAL RESEARCH POLYGON.....	227	229
<b>A.A. Kokovkin.</b> ON THE WAVE NATURE OF SEISMODISLOCATIONS: RESONANCE MODEL (AS EXEMPLIFIED FROM EAST ASIA).....	230	232
<b>V.N. Chebrov.</b> EFFICIENCY OF KAMCHATKAN REGIONAL SEISMIC NETWORK.....	234	235
<b>A.I. Lutikov.</b> SEISMIC MONITORING OF STRONG EARTHQUAKES SOURCE AREAS.....	236	239
<b>V. Saltykov, N. Kravchenko.</b> MONITORING OF SEISMICITY PARAMETERS IN KAMCHATKA.....	241	242
<b>G.N. Kopylova.</b> CHARACTERISTICS OF THE COOPERATION OF GEOPHYSICAL PROCESSES ON STAGES OF THE PREPARATION OF STRONG EARTHQUAKES.....	242	244
<b>I.N. Tikhonov.</b> A METHOD OF LARGE SHALLOW-FOCUS EARTHQUAKE PERIODICITIES REVEALING AND OF PREDICTION SEISMICALLY HAZARDOUS TIME INTERVALS.....	245	246
<b>S.M. Saprygin, V.N. Senachin.</b> IN SITU EVALUATION OF VISCOELASTIC MODEL IN THE NEFTEGORSK EARTHQUAKE OF 1995 EPICENTER.....	247	249
<b>V.A. Gavrilov, Yu.V. Morozova and A.V. Storcheus.</b> VARIATIONS OF GEOACOUSTIC EMISSION LEVEL IN THE DEEP WELL AND THEIR CONNECTION WITH EISMIC ACTIVITY IN THE SOUTH PART OF KAMCHATKA.....	250	252
<b>Yu. Kugaenko, V.A. Chebrov.</b> NECESSITY OF LOCAL SEISMIC MONITORING IN THE AREA OF MUTNOVSKY GEOPOWER PLANTS.....	253	255
<b>E.N. Chernykh, V.A. Pavlenov.</b> ENGINEERING-SEISMOMETRIC SERVICE IN PRIBAIKALYE.....	257	259
<b>E.N. Chernykh, V.N. Tabulevich.</b> DETERMINATION OF LOCATION OF VIBRATION SOURCES BY THE AMPLITUDE METHOD.....	261	263
<b>R.P. Dorofeeva, S.V. Lysak.</b> GEOTHERMAL POTENCIAL IN SOUTHERN PART OF EAST SIBERIA.....	265	265
<b>Ye.I. Gordeev, V.A. Saltykov, Yu.K. Serafimova.</b> ABOUT KAMCHATKAN BRANCH OF FEDERAL CENTER OF EQ PREDICTION.....	266	266
<b>V.M. Ivshin, E.V. Ivshina.</b> ON THE POSSIBILITY OF RELIABLE FORECAST FOR LARGE EARTHQUAKES.....	267	268

<b>B.M. Koz'min, A.F. Petrov, S.V. Shibaev, K.V. Timirshin.</b> SEISMOTECTONIC MANIFESTATIONS IN THE SOUTH-EASTERN CHERSKY RANGE ZONE AND ITS CONTINUATION ON TO KAMCHATKA (NORTHEAST YAKUTIA AND NORTHERN PRIOKHOTYE).	269	271
<b>Kokovkin A.A.</b> PLEISTOCENE-HOLOCENE DISLOCATIONS AND ACTIVITY OF THE CONTINENTAL CRUST IN MID-LOWER PRIAMURYE..	273	275
<b>A.V. Konovalov, A.I. Ivashchenko.</b> APPLICATION OF ONE-WAY VARIANCE ANALYSIS FOR DETECTING SEISMIC WAVES REFLECTED FROM FREE SURFACE.....	276	278
<b>L.S. Oskorbin.</b> THE ENERGETIC CLASS OF KURIL AND SAKHALIN EARTHQUAKES DEPENDING ON THE NEAR-SURFACE GEOLOGICAL AND SOIL CONDITIONS BENEATH SEISMIC STATIONS.....	280	282
<b>A. Petukhin, K. Irikura, T. Kagawa, Sh. Ohmi.</b> ESTIMATION OF $Q$ -VALUE IN KINKI REGION, JAPAN, BY ELIMINATION OF ELASTIC ATTENUATION EFFECT USING RAY THEORY APPROXIMATION IN 3-D VELOCITY MODEL.....	285	287
<b>G.V. Ryabinin, Yu.M. Khatkevich.</b> UNDERGROUND WATER RESPONSE TO SEISMIC ACTIVITY IN CASE OF PINACHEVO SPRINGS, KAMCHATKA.....	289	289
<b>V.M. Sharafutdinov, S.V. Mishin, L.V. Sharafutdinova.</b> THE MECHANISM OF SEISMIC EVENTS.....	290	291
<b>V.M. Sharafutdinov, S.V. Mishin, L.V. Sharafutdinova.</b> STANDARD SEISMIC ESTIMATES.....	293	295
<b>O.V. Sheremetyeva, A.N. Krolevets.</b> GEOMAGNETIC VARIATIONS CAUSED BY TIDAL ACTION.....	297	299
<b>R.Z. Tarakanov.</b> VELOCITY MODELS AND HODOGRAPHS OF P AND S-P-S WAVES FOR THE FAR EAST REGION.....	301	302
<b>R.Z. Tarakanov.</b> ON THE UPPER MANTLE DISCONTINUITIES (410 KM AND 660 KM) RELATED TO POLYMORPHIC TRANSFORMATIONS.....	304	305
<b>G.I. Tatkov, T.A. Tubanov, N.A. Urban.</b> THE SEISMICITY OF MIDDLE BAIKAL ACCORDING TO LOCAL NETWORK OF GEOPHYSICAL MONITORING.....	307	309
<b>I.N. Tikhonov.</b> PREDICTION OF SEISMICALLY HAZARDOUS PERIODS IN THE REGIONS OF KAMCHATKA AND SOUTH KURILE ISLANDS ON THE BASIS OF PERIODICITIES OF LARGE SHALLOW-FOCUS EARTHQUAKE OCCURRENCES.....	310	312
<b>P.J. Mouginis-Mark, J. LaBrecque, C. Dobson, J. Eichelberger, D. Pieri.</b> REMOTE SENSING OF VOLCANOES IN THE ASIA-PACIFIC ARC.....		313
List of affiliated institutions and agencies .....	317	314
<b>Author index</b> .....	320	320

Научное издание

**ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕЖДУ ТЕКТОНИКОЙ,  
СЕЙСМИЧНОСТЬЮ, МАГМООБРАЗОВАНИЕМ И  
ИЗВЕРЖЕНИЯМИ ВУЛКАНОВ  
В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ДУГАХ**

Материалы IV международного совещания по процессам в зонах субдукции Японской,  
Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг

Петропавловск-Камчатский  
21-27 августа 2004 г.

Ответственный редактор д.ф.-м.н. Е.И.Гордеев  
Компьютерная верстка Л.В.Ким

---

Печать офсетная    Усл.печ.л.    Уч.изд.л.    Формат 61x84 1/8    Тираж 170

---

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН  
683006, Петропавловск-Камчатский, Бульвар Пийпа, 9

---

Отпечатано с готового оригинал-макета в ООО «Типография СЭТО-СТ плюс»  
683046, г. Петропавловск-Камчатский, пр. 50 лет Октября, 1/2