ISSN 1729-7516

Вестник НЯЦ РК

ПЕРИОДИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ НАЦИОНАЛЬНОГО ЯДЕРНОГО ЦЕНТРА РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

ВЫПУСК 1(49), МАРТ 2012

Издается с января 2000 г.

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР – д.ф.-м.н. КАДЫРЖАНОВ К.К.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: д.ф.-м.н. БАТЫРБЕКОВ Э.Г. – заместитель главного редактора, д.ф.-м.н. ЖОТАБАЕВ Ж.Р. – заместитель главного редактора, д.т.н. БАТЫРБЕКОВ Г.А., БЕЛЯШОВА Н.Н., к.ф.-м.н. ВОЛКОВА Т.В., к.б.н. КАДЫРОВА Н.Ж., к.ф.-м.н. КЕНЖИН Е.А., к.ф.-м.н. КОЗТАЕВА У.П., д.ф.-м.н. КОПНИЧЕВ Ю.Ф., д.г.-м.н. КРАСНОПЕРОВ В.А., ЛУКАШЕНКО С.Н., д.ф.-м.н. МИХАЙЛОВА Н.Н., д.г.-м.н. НУРМАГАМБЕТОВ А.Н., д.б.н. ПАНИН М.С., к.г.-м.н. ПОДГОРНАЯ Л.Е., д.т.н. САТОВ М.Ж., д.ф.-м.н. СОЛОДУХИН В.П.

ҚР ҰЯО Жаршысы

ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ ҰЛТТЫҚ ЯДРОЛЫҚ ОРТАЛЫҒЫНЫҢ МЕРЗІМДІК ҒЫЛЫМИ-ТЕХНИКАЛЫҚ ЖУРНАЛЫ

1(49) ШЫҒАРЫМ, НАУРЫЗ, 2012 ЖЫЛ

NNC RK Bulletin

RESEARCH AND TECHNOLOGY REVIEW NATIONAL NUCLEAR CENTER OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

ISSUE 1(49), MARCH 2012

Сообщаем Вам, что периодический научно-технический журнал "Вестник НЯЦ РК", решением Комитета по надзору и аттестации в сфере науки и образования включен в перечень изданий, рекомендованных для публикации материалов кандидатских и докторских диссертаций:

- по физико-математическим наукам,
- по специальности 25.00.00 науки о Земле.

В журнале представлены доклады VI Международной конференции «Мониторинг ядерных испытаний и их последствий» (09-13 августа 2010 г., Курчатов, Казахстан). Первая часть докладов опубликована в Вестнике НЯЦ РК, вып. 3 (43), 2010.

СОДЕРЖАНИЕ

THE ROLE, CURRENT STATE AND PERSPECTIVES OF THE AGREEMENT ON NUCLEAR TESTS UNIVERSAL BANNING (CTBTO)
УЧАСТИЕ КАЗАХСТАНСКОГО НАЦИОНАЛЬНОГО ЦЕНТРА ДАННЫХ В ОЦЕНКЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА В РАМКАХ ОДВЗЯИ
ИЗУЧЕНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА ПО ДАННЫМ СЕТИ KRNET
ПОРТАТИВНЫЕ ЦИФРОВЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ СТАНЦИИ В СИСТЕМАХ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА Башилов И.П., Волосов С.Г., Зубко Ю.Н., Королёв С.А., Николаев А.В.
НОВЫЕ КАЗАХСТАНСКИЕ СТАНЦИИ, УСТАНОВЛЕННЫЕ В РАМКАХ ПРОЕКТА САREMON 27 Михайлова Н.Н., Стролло А., Кунаков В.Г., Великанов А.Е., Синёва З.И.
ОЦЕНКА ЛИНЕЙНОГО ТРЕНДА ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА ПРОДОЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ ДЛЯ СТАНЦИЙ КАЗАХСТАНА И КЫРГЫЗСТАНА
ОСОБЕННОСТИ ВОЛНОВОЙ КАРТИНЫ ЗАПИСЕЙ РЕГИОНАЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО СТАНЦИИ КАРАТАУ
ГРОЗЫ НА ЗАПИСЯХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ НЯЦ РК 45 Михайлова Н.Н.
СОПОСТАВЛЕНИЕ КИНЕМАТИЧЕСКИХ И ДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗАПИСЕЙ МОЩНЫХ ХИМИЧЕСКИХ ВЗРЫВОВ БУРЛЫКИЯ, УЧТЕРЕК И КАМБАРАТА
ИЗУЧЕНИЯ ПОВТОРЯЮЩИХСЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В КИТАЕ
МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНЕ ЛЕДНИКОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
ИДЕНТИФИКАЦИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ВЗРЫВОВ ПРИ ОЦЕНКЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ СЛАБОСЕЙСМИЧНЫХ РАЙОНОВ КАЗАХСТАНА
МОДЕЛИРОВАНИЕ ДАЛЬНЕГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ИНФРАЗВУКА ОТ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ
ПРОВЕДЕНИЕ КОМПЛЕКСНОГО ПОЛЕВОГО ЭКСПЕРИМЕНТА (ИПЭ08) ОДВЗЯИ 79 Арндт Р., Прах М.
РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ АНАЛИЗ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПРИ ПРОВЕДЕНИИ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

ОБ ОДНОЙ МЕТОДИКЕ РАСЧЁТА ДИНАМИКИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФРОНТА ВОЛНЫ ОСТАТОЧНОГО ТЕПЛА ЯДЕРНОЙ ПОЛОСТИ
ОБ ОДНОМ МЕТОДЕ РАСЧЁТА ПРОСТРАНСТВЕННОГО ПОЛОЖЕНИЯ КАНАЛОВ ПОВЫШЕННОЙ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕДАХ, ВМЕЩАЮЩИХ ЯДЕРНЫЕ ПОЛОСТИ
К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНОСТИ ГЕНЕРАЦИИ МЕТАНА И УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА ПУТЁМ ХИМИЧЕСКИХ РЕАКЦИЙ ПРОДУКТОВ РАДИОЛИЗА ПОДЗЕМНЫХ ВОД С УГЛИСТЫМ ВЕЩЕСТВОМ, ВМЕЩАЮЩИХ ЯДЕРНУЮ ПОЛОСТЬ
КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЯПОНИИ И КАТАСТРОФИЧЕСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ ТОХОКУ 11 МАРТА 2011 г. (Мw=9.0) 121 Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.
НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ ВОСТОЧНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ
КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЗНЫХ ДИАПАЗОНАХ ГЛУБИН ПЕРЕД СИЛЬНЫМИ И СИЛЬНЕЙШИМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ В РАЙОНАХ АЛЕУТ И АЛЯСКИ
НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ S-ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ АЗИИ И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ
ОБ ОДНОМ СТАТИСТИЧЕСКОМ МЕТОДЕ РАСПОЗНАВАНИЯ ВЕКТОРНЫХ ОБЪЕКТОВ, ИМЕЮЩИХ БИНАРНЫЕ СОСТОЯНИЯ (НА ПРИМЕРЕ СОСТАВОВ АМФИБОЛОВЫХ АСБЕСТОВ И ИХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ АНАЛОГОВ)
И.П. ПАСЕЧНИК И СЕЙСМИЧЕСКИЙ МЕТОД ОБНАРУЖЕНИЯ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ В СЛУЖБЕ СПЕЦИАЛЬНОГО КОНТРОЛЯ (К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)
К 150-ЛЕТИЮ НАТАЛЬИ ЕГОРОВНЫ ВЕРНАДСКОЙ

THE ROLE, CURRENT STATE AND PERSPECTIVES OF THE AGREEMENT ON NUCLEAR TESTS UNIVERSAL BANNING (CTBTO)

Lassina Zerbo

International Data Centre Division, Vienna, Austria

The Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty prohibits all nuclear tests for any purposes. It is enforced through the extensive International Monitoring System designed to detect and deter nuclear explosions in atmosphere, underwater and underground. As you know, the CTBT International Monitoring System is being set up to monitor the Earth for any sign of a nuclear explosion. Over 280 facilities worldwide are currently monitoring underground (seismic stations), the atmosphere (infrasound stations), and the oceans (hydro acoustic stations), and continuously sniff the air (radionuclide and noble gas stations) to detect even the smallest nuclear blast. When North Korea conducted nuclear tests in 2006 and 2009, the system proved its worth, detecting the tests reliably and confidently. Within an hour of the tests, CTBTO Member States received information about their location, magnitude, depth and time. When complete with the on-site inspection component, the system will represent the most sophisticated verification regime ever envisaged.

A COMPREHENSIVE VERIFICATION REGIME WITH WIDE UTILITY

But there is more. In the process of detecting the needle in the haystack – the nuclear test - the system registers over 30,000 events a year – the vast majority of them are earthquakes. The civil and scientific applications of the CTBT data can be used to gain better understanding of the Earth, of climate change, of volcanic ash clouds, of the movements of whales and much more.

The system has been contributing to tsunami warning since 2006. Over 50 seismic and hydroacoustic stations are currently contributing data directly to tsunami warning alert centres in the Indian and Pacific Oceans. The CTBTO data is one of the most reliable and speediest with as much as three minute lead time compared to most other data. On 11 March 2011, the system helped saved lives through its contribution to rapid tsunami warning alerts, the first being sent by the Japanese tsunami warning centre three minutes after the earthquake.

Radioactive isotopes have been detected at CTBTO monitoring stations in Japan, Russia, the Pacific, the

United States, Canada, the Atlantic Ocean and Europe (Figure 1). Through Atmospheric Transport Modelling in cooperation with the World Meteorological Organization, information has also been provided on the global dispersion of radioactive material. With information made available to the CTBTO by the IAEA on the release level of radioactive substances at the Fukushima power plant – the so-called source term – CTBTO experts were also able to provide quantitative measurements as part of the organization's global dispersion predictions.

These are but a few examples of the comprehensiveness and wider utility of the CTBT verification regime and data. For the system to be used at its full potential, it needs to be completed and made fully operational. The necessary resources need to be invested – political, legal, financial, technical, scientific, and human resources.

This takes us to the Treaty. It is important to remember that safeguarding the International Monitoring System is closely linked to safeguarding the Treaty and its entry into force.



Figure 1. CTBTO Preparatory Commission: Radionuclide event of March 2011

THE IMPORTANCE OF THE CTBT FOR GLOBAL PEACE AND SECURITY

Just as the system is strong and comprehensive, so is the Treaty. The CTBT bans all nuclear test explosions regardless of yield. It is almost universal, with 182 signatures and 154 ratifications. We are driving to achieve 160 ratifications by the end of the year, and this will provide additional momentum towards entry into force (EIF) and universality

The Treaty is often already applied as a de-facto international norm, as the UN Security Council did when India and Pakistan tested in 1998 and North Korea tested in 2006 and 2009 (Figure 2).

The CTBT is essential for peace and security; it is a core element of the non-proliferation regime (.Figure 3). It limits the ability of countries to develop advanced nuclear weapons technology. The issue of nuclear testing is clearly separate from the inalienable right of nuclear energy for peaceful purposes under Article IV of the NPT, as testing is not necessary to pursue a peaceful nuclear programme. If Iran wants to restore confidence in the exclusively peaceful nature of its nuclear programme, CTBT ratification would be a logical step. In the case of North Korea, the importance of a legally binding ban on nuclear testing is evident, and should be considered as a logical part of the Six Party talks.



Figure 2. Worldwide Nuclear Testing 1945 - 2009



Figure 3. CTBT Ratification – IAEA Additl Protocol

The CTBT is also a catalyst for nuclear disarmament. It curbs the development of new types and new designs of nuclear weapons (Figure 4). This will be essential when moving towards further deeper arms reductions between the United States and Russia, and in a future multilateral disarmament process that involves all the nuclear armed States.

The CTBT could also serve as a regional confidence and security building measure. Ratification of the Treaty by States in the Middle East, in particular the Annex 2 countries Egypt, Iran and Israel, would be a positive catalyst for other security-related issues affecting the region. Similarly, there is a need to engage India and Pakistan on a range of security and arms-related issues. The CTBT would naturally be one of them, providing a cap on the further development of nuclear weapons and thus on the further production of weapons materials to that end. In a wider regional context, much would be gained for confidence- and security-building in Asia if the continent as a whole moved towards ratification.



Seismic: Detection Threshold



Infrasound: Detection Threshold



Radionuclide: Min. Detectable Strengths



Hydroacoustic: Location Threshold

Figure 4. Network Performance

The CTBT is of crucial relevance also in connection with the development of nuclear energy for peaceful purposes. Regardless of what the future of the predicted nuclear renaissance will be after the Fukushima accident, it is a fact that more and more States are mastering the nuclear fuel cycle. The decision between nuclear energy for peaceful or for weapons purposes will become more a political and legal issue rather than one of technology and knowhow. Legal instruments "upstream" of the nuclear fuel cycle are facing increasing difficulties when it comes to the delineation between prohibited and permitted activities (e.g. IAEA Safeguards regime in the case of the Iranian nuclear program). A nuclear test provides unquestionable "downstream" proof of the intentions of a State. The CTBT thus provides the last and clearly visible barrier between the two. This legal line needs to be drawn clearly and irrevocably. A CTBT in force would also be an incentive for ending the production of fissile material for weapons use, pending the entry into force of a Fissile Material Cut-Off Treaty, as well as reducing the stocks of such materials.

The CTBT sets a new legal and verification standard for nuclear weapons. It is a non-discriminatory Treaty with the same rights and obligations for all Member States. Its verification regime is equally nondiscriminatory and provides equal access for all Member States to CTBTO data. This was very important in the UN Security Council deliberations in 2006 and 2009 after North Korea had tested. All UNSC members – big and small, NWS and NNWS alike –received the same data and information about the tests (Figure 5).



Figure 5. Sample Collection Date (October 2006)

LEADERSHIP NEEDED

However, despite the overwhelming support for the CTBT, the Treaty's unusual EIF provisions have prevented the Treaty from entering into force. 44 specific nuclear holding countries, the so-called Annex 2 States, need to ratify the Treaty for EIF; nine of them still remain: China, Egypt, India, Indonesia, Iran, Israel, North Korea, Pakistan and the United States. India, Pakistan and North Korea have yet to sign the Treaty and become Members of the CTBTO. Indonesia at the other side of the spectrum has initiated its ratification process.

Clearing the final hurdle of achieving the Treaty's EIF requires leadership both from the 154 States that have already ratified the Treaty, and from States that have not – particularly the remaining nine countries that have to ratify the Treaty for it to enter into force.

The two remaining nuclear weapon States among the Annex 2 States, China and the United States, have the opportunity to demonstrate the political will to secure the Treaty's ratification. Indonesia is currently in the process of pursuing its own ratification, as mentioned. If these three Annex 2 States ratify the CTBT, enormous momentum for the Treaty will be created and a path will emerge with the Treaty's EIF within sight.

Among the 154 countries, representing over 75 % of the countries of the world that have already ratified the Treaty, countries that are members of Nuclear-Weapon-Free Zones (NWFZ) just as Kazakhstan is a member of the Central Asian NWFZ in can play a unique role. They are essential contributors to regional and global peace and security, and have committed themselves to nuclear non-proliferation and disarmament. They have all renounced nuclear weapons as non-nuclear weapon States under the NPT and under the NWFZs and this carries strong moral authority.

Nuclear Weapons Free Zones are concrete confirmations of its parties support to the CTBT. Both NWFZs and the CTBT include legal obligations to prohibit nuclear tests. In addition to the legal ban, the CTBT provides the verification mechanism that the NWFZ treaties do not have. Although the CTBT has not yet entered into force, it is already *de facto* in force given the requirements of the NWFZ treaties. Together, the CTBT and NWFZ treaties represent concrete and verifiable disarmament actions. The United Nations Secretary-General also stated during the Conference of Member States of NWFZ last year that the entry into force of the CTBT will complement and reinforce the status of the zones.

CAPACITY DEVELOPMENT FOR THE FUTURE

I have underlined the importance of safeguarding both the Treaty and its entry into force as well as its verification regime for the sake of global and regional peace and security, and for the sake of safety, human welfare and development.

To be able to do this, we need to ensure that we have the necessary capacities and knowledge base now and in the future. This means that we need to invest in education – disarmament education as well as education in the monitoring and verification sciences.

The CTBTO's capacity development initiative is part of our efforts to build and enhance the necessary capacities in Member States to enable them to participate equally in the implementation of the Treaty and benefit equally from the services of the Treaty's verification regime.

The initiative is based on the recognition that building and maintaining the necessary capacity to confront the technical, scientific, political, and legal challenges facing non-proliferation and disarmament effectively is of critical importance now as it will be in the years to come.

The initiative is aimed at strengthening national capabilities in areas related to the Treaty's verification technologies by restructuring training activities, further consolidating training courses and workshops, and better integrating their curricula. To this end, from 5 to 9 September 2011, the PTS organized the course on the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty (CTBT) entitled "Strengthening Verification, Enhancing Security: The Science and Significance of the CTBT" at the headquarters of the Preparatory Commission for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization (CTBTO) in Vienna.

In addition to around 100 participants who attended the course in Vienna, more than 120 participants followed the course online via live-streamed or archived video lectures. Participants from a total of 79 countries took part in the course, including 63 diplomats and 25 United Nations Disarmament Fellows.

Over five days and a series of 17 lectures, participants learned from some of the world's foremost experts on the CTBT. The three main aspects covered by the course were:

- The political aspects of the Treaty and its contributions to fostering international security and promoting nuclear disarmament and non-proliferation;
- The technologies underpinning the CTBT verification regime;
- The civil and scientific applications of CTBT monitoring technologies, including the contribution to the Fukushima crisis response.

But this is not the whole story. In the Commission, we recognize the true value of the investment with which we were entrusted by member states. We see this investment as a platform for scientific knowledge and capacity development in member states. Member states from developing countries are the prime potential beneficiaries of this investment. The unique verification system which is being shaped offers a host of opportunities for applications of scientific research and everyday life. Whether it is in the area of early tsunami warning, aviation safety, climate change, or marine life research, the four monitoring technologies have an obvious advantage.

The Commission has offered hundreds of training opportunities in technologies associated with the verification system for researchers and scientists from member states. As an organization operating at the cutting edge of scientific and technological knowledge, we are determined to share that knowledge with our member states. We seek to strengthen the scientific capability of member states in the four technologies used in the verification system. In order to ensure the readiness of member states for the entry into force of the Treaty, the Commission is providing assistance in the legislative and constitutional issues arising from the Treaty.

The Commission is also working closely with member states to set up their National Data Centres. Through the provision of the necessary training, technical infrastructure and equipment, we ensure that member states reap the benefits of this unique organization. Such capacity building and development enhances the real and potential scientific and technical capabilities of member states. These new skills have a spillover effect into other areas of development.

Since its establishment, the Commission has trained more than two thousand technicians and professionals from

member states. We are currently financing the participation of nine technical experts from developing countries in official technical meetings of the Commission for a whole year. We are also working on a multi-year project to assist member states from Africa and Latin America to establish their National Data Centres. As you know, these Centres are necessary to access and analyse the invaluable data and other products generated by the International Monitoring System and the International Data Centre.

The CTBT represents a benchmark of multilateral cooperation, aimed at enhancing regional and global security. What is needed urgently is leadership and commitment to move the Treaty into force.

ЯДРОЛЫҚСЫНАҚТАРҒАТИЫМ САЛУ ТУРАЛЫ ЖАНЖАҚТЫ КЕЛІСІМНІҢ МӘНІ, КҮЙІ МЕН КЕЛЕШЕГІ

Лассина Зербо

Халықаралық Орталық Бөлімі, Вена, Австрия

Ядролық сынақтарға тиым салу туралы Жанжақты Келісім кез келген мақсат үшін ядролық сынақтарды жасауға тиым салады. Бұл ядролық жарылыстарды әуеде, су астында және жер астында іске асырылуын айғақтау мен шектеу үшін арналған Мониторингтің кең көлемді Халықаралық Жүйесінің көмегімен орындалады. Ядролық сынақтарға тиым салу туралы Жанжақты Келісім шеңберінде Халықаралық Мониторинг Жүйесі Жердегі ядролық жарылыстарды жүргізу белгілерін бақылау үшін құрылғаны белгілі. Қазіргі кезде шамалы ядролық жарылыстың өзінде бақылау үшін жер жүзінде 280 астам объектер жерасты аймақтарын (сейсмикалық станциялар), әуені (инфрадыбыстық станциялар) және мұхиттардың (гидроакустикалық станциялар) мониторингін орындайды және үнемі ауаны тексереді (радинуклидтер мен асыл газдардың болуын тексеру бойынша станциялар). 2006 және 2009 жылдар Солтүстік Корея ядролық жарылыстарды жүргізгенде бұл жүйе сенімді түрде сынақтарды айғақтап, өзінің құндылығын дәлелдеді.Сынақтар өтуінің бір сағаты ішінде ядролық сынақтарға тиым салу туралы Жанжақты Келісімге мүше мемлекеттер сынақтардың орны, шамасы, тереңдігі және уақыты туралы мәліметтерді алды. Пайдалану орнында болатын инспекция құрауышымен жиынтықта жүйе қашанда болған бақылау режімінің ең жетілдірілген түрі болады.

РОЛЬ, СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ДОГОВОРА О ВСЕОБЪЕМЛЮЩЕМ ЗАПРЕЩЕНИИ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ

Зербо Л.

Международный центр данных, Вена, Австрия

Договор о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ) выводит за рамки закона испытательные ядерные взрывы во всех средах и в любых целях. Контроль предусмотрен посредством обширной Международной системы мониторинга, создаваемой для отслеживания признаков проведения ядерных взрывов на Земле. В настоящее время более 280 объектов во всем мире выполняют мониторинг подземных зон (сейсмические станции), атмосферы (инфразвуковые станции) и океанов (гидроакустические станции). Постоянно контролируется воздушная среда (станции радионуклидные и станции благородных газов) для обнаружения даже самого небольшого ядерного взрыва. Когда Северная Корея в 2006 г. и 2009 г. провела ядерные взрывы, международная система мониторинга доказала свою ценность, уверенно установив проведенные испытания. Уже в течение часа после испытаний, государства - члены ДВЗЯИ получили информацию о местоположении, магнитуде, глубине и времени испытания. Когда завершится разработка Инспекции-на-месте – неотъемлемого компонента верификационного режима, система международного мониторинга будет представлять собой самый совершенный режим контроля из когда-либо предусмотренных.

УЧАСТИЕ КАЗАХСТАНСКОГО НАЦИОНАЛЬНОГО ЦЕНТРА ДАННЫХ В ОЦЕНКЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА В РАМКАХ ОДВЗЯИ

Синёва З.И., Михайлова Н.Н.

Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Освещена деятельность Казахстанского национального центра данных, связанная с оценкой эффективности проводимого сейсмического мониторинга на примере участия в двух мероприятиях, организованных ОДВЗЯИ: первом всестороннем эксперименте по тестированию системы мониторинга (SPT1) и эксперименте по оценке степени готовности Национальных центров данных (NPE09).

Введение

Институт геофизических исследований НЯЦ РК уже в течение многих лет принимает активное участие в работах по оценке эффективности сейсмического мониторинга системы верификации, создаваемой Организацией по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ОДВЗЯИ). Так, в 2001 г. Казахстанский Национальный центр данных (КНЦД) участвовал в первом эксперименте по оценке, организованном Временным техническим секретариатом (ВТС) ОДВЗЯИ, так называемом "Упражнении по оценке данных за пять дней" ("Five-data day evaluation exercise"). В процессе его проведения сравнены результаты получения и обработки сейсмических данных в Международном центре данных (МЦД) ОДВЗЯИ и в КНЦД., которые затем представлены и обсуждены на Семинаре по оценке в Осло, Норвегия. В 2005 г. ВТС провел "Первый всеобъемлющий тест по оценке работы системы" (First system-wide Performance Test, SPT1) с целью всесторонней проверки деятельности всех составных частей ОДВЗЯИ - Международной системы мониторинга (МСМ), Глобальной системы коммуникаций (ГСК) и Международного центра данных (МЦД), - а также проверки эффективности взаимодействия структур ВТС с национальными представителями и Национальными центрами данных (НЦД).

В последнее время ВТС провел в основном менее масштабные эксперименты по оценке (smallscale evaluation exercises), которые также называют упражнениями по готовности Национальных центров данных" (NDC preparedness exercise). Основной их целью является проверка своевременности реагирования ВТС и национальных представителей (в частности, НЦД) на подозрительное сейсмическое событие. Назначением этих упражнений является также отработка взаимодействия НЦД с ВТС и налаживание взаимодействия различных НЦД друг с другом. Кроме участия в экспериментах и тестах, инициируемых ОДВЗЯИ, КНДЦ на регулярной основе проводят независимый мониторинг информационной продукции МЦД и предоставляет результаты своей оценки на семинарах, проводимых под руководством ОДВЗЯИ.

В статье освещено участие Казахстанского Национального центра данных в двух событиях, организованных ВТС ОДВЗЯИ – в 2003 г. и 2009 г.

УЧАСТИЕ В ПЕРВОМ ВСЕСТОРОННЕМ ЭКСПЕРИМЕНТЕ ПО ТЕСТИРОВАНИЮ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА **SPT1**

Решение о проведении первого всестороннего тестирования Международной системы мониторинга (SPT1 - system-wide performance test) принято в сентябре 2003 г. на заседании Рабочей Группы Б ВТС ОДВЗЯИ. Было предусмотрено проведение SPT1 в три этапа: подготовительный (май – июнь 2004 г.), тестирования работы системы (апрель - июнь 2005 г.), анализа результатов тестирования (вторая половина 2005 г.). Предполагалось активное участие НЦД, которые должны были осуществить: 1) оценку качества аналитических моделей, используемых как для отдельных компонентов системы мониторинга, так и всей системы в целом; 2) участие в составлении отчетов; 3) сравнение результатов оценки работы системы, полученные в ВТС, с оценками, полученными в НЦД. Таким образом, перед НЦД стояли две группы задач. Первая из них включала оценку качества взаимодействия НЦД и станционных операторов, с одной стороны, и ВТС, с другой стороны, по таким параметрам, как своевременность и полнота ответов на запросы в ВТС, своевременность предоставления данных по запросу и продуктов МЦД и др. Вторая группа задач предусматривала проведении независимой экспертизы качества информационных продуктов МЦД, таких как сейсмологический REB (Reviewed event bulletin - каталог Международного центра данных) и радионуклидный бюллетени.

По результатам участия КНЦД в оценке качества взаимодействия с ВТС был подготовлен и представлен в Отдел по экспертизе ВТС (Evaluation Section of PTS) соответствующий отчет. По первой группе задач в отчете приведены результаты сравнения объемов сейсмических и инфразвуковых данных, поступивших в КНДЦ (г. Алматы) из МЦД (Вена), объемов данных, хранящихся в МЦД, а также информацию о проблемах на станциях или каналах связи, возникавших во время проведения SPT1, и способах их разрешения (силами сотрудников КНДЦ, силами сотрудников ВТС, или совместно сотрудниками КНДЦ и ВТС). Кроме того, отчет отразил использование опыта и высокое качество предоставления услуг со стороны ВТС странам-участникам эксперимента получение продуктов ВТС (в частности, сейсмических бюллетеней) по подписке с помощью электронной почты; работа с AutoDRM (Automatic Data Request Manager); с данными, находящимися на защищенном Web-сайте МЦД.

По второй группе задач (независимая экспертиза качества продуктов МЦД) проведен сравнительный анализ бюллетеня REB с информационными продуктами разных Центров в Казахстане и России, такими как: сводный сейсмологический бюллетень, составляемый в КНЦД по данным двух казахстанских наблюдательных сетей станций – НЯЦ РК и СОМЭ МОН РК (Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция Министерства образования и науки РК), – каталог землетрясений, формируемый в СОМЭ МОН, составляемый только по данным сейсмической сети СОМЭ РК, сейсмологический бюллетень Геофизической службы

РАН. Проведен поиск событий из бюллетеня REB, которые были включены и в перечисленные каталоги. Для каждого из совпадающих событий проведено сравнение местоположения и сравнение магнитуд по всем перечисленным источникам. Ниже приводятся более подробное описание этой части работы.

Сравнительная оценка проведена для региона, охватывающего бо́льшую часть территории Республики Казахстан и ряд прилегающих территорий в пределах координат 29° - 55° с.ш. и 52° - 86° в.д (рисунок 1). Использованы данные за апрель и май 2005 г. (т.е. за время проведения эксперимента SPT1), в течение которого в бюллетене REB было зарегистрировано 22 события. Из каталога СОМЭ МОН РК (рисунок 1а), включающего в основном события в южной и юго-восточной частях Казахстана, 6 событий были проассоциированы с событиями из бюллетеня REB. На рисунке 1-а показаны эпицентры событий, совпадающих для трех сравниваемых каталогов.



Из рисунка 1-а видно, что для большей части событий различие между координатами по REB и каталогу СОМЭ МОН РК не превышает 20 км. Два события, для которых обнаруживается значительное расхождение в местоположении (более 20 км), располагаются на границе сети станций СОМЭ, где точность локализации понижена. В целом, проведенное сравнение данных из каталогов свидетельствует о хорошей сходимости результатов только на очень небольшой части территории Казахстана.

Каталог ГС РАН является телесейсмическим, то есть охватывает всю территорию земного шара. При его составлении используются как данные российских сейсмических станций, так и данные сейсмических станций, расположенных на территории Казахстана, других республик СНГ, а также различных международных сетей (IRIS, ОДВЗЯИ и др.). 20 событий из каталога ГС РАН проассоциированы с событиями из бюллетеня REB. Сходимость результатов локализации (рисунок 1-б) можно считать хорошей – для 16 событий из 20 разница в результатах локализации составляет менее 30 км.

Сводный бюллетень КНЦД составляется с задержкой 1 – 1.5 дня от реального времени из-за использования дополнительных данных сети СОМЭ (рисунок 1-в). В сводном бюллетене КНДЦ обнаружены 22 события из 22 событий бюллетеня REB. Это свидетельствует о том, что за время проведения эксперимента на изучаемой территории в бюллетене REB нет ложных (несуществующих) событий и что для данной территории бюллетень КНЦД более представителен, чем региональный бюллетень СОМЭ и телесейсмический каталог ГС РАН. На рисунке 1-в показан характер расхождений в определении местоположения событий между бюллетенем REB и сводным бюллетенем КНДЦ. Как и в случае с каталогом СОМЭ, наилучшая сходимость между решениями наблюдается в районах с высокой концентрацией сейсмических станций.

Сравнение магнитуд одних и тех же событий из разных каталогов выявило систематические расхождения в магнитудах одних и тех же событий. В бюллетене REB приведена магнитуда mb, определяемая по магнитудной калибровочной кривой Вейта – Клауссона (Veith – Clawson) [1] для волны Р. В бюллетене КНЦД, так же как и в каталоге СОМЭ МОН РК, используется магнитуда MPVA, определяемая по региональной калибровочной кривой на основе амплитуд волн Р [2]. На рисунке 2 приведены результаты сравнения магнитуды событий из REB с магнитудой соответствующих событий из каталога СОМЭ МОН РК, оперативного каталога ГС РАН и сводного бюллетеня КНЦД.



Рисунок 2. Расхождения магнитуд одних и тех же событий по сравниваемым источникам

Из рисунка 2 видно, что для всех трех каталогов, сравниваемых с REB, магнитуда событий систематически выше. Разница между магнитудами одних и тех же событий по бюллетеню КНЦД и REB в среднем составляет 0.47 единицы, по бюллетеню ГС РАН - 0.52 единицы, по каталогу СОМЭ МОН РК -0.8 единицы. Следует отметить, что при анализе результатов SPT1 на семинаре в Риме (октябрь 2005 г.), другие национальные центры данных (Италии, Испании, Румынии, Монголии), представили сходные результат. Магнитуда mb сейсмических событий, заносимая в бюллетень REB, систематически занижена по сравнению с магнитудами событий, рассчитываемых в региональных центрах.

Участие в эксперименте по оценке степени готовности Национальных центров данных NPE09

Идея проведения "Упражнения по готовности НЦД" (NPE) возникла на Семинаре по оценке (NDC Evaluation Workshop) на Украине в 2006, который проходил сразу же после первого Северо-Корейского ядерного испытания. Цель NPE определена как проверка состояния верификационных возможностей Национальных центров данных), в частности, проверка качества обмена данными и продуктами между МЦД и НЦД; оценка качества, своевременности и полезности продуктов МЦД и их вклада в анализ события в НЦД; оценка эффективности анализа события в НЦД.

Эксперименты проведены в 2007 г (NPE07), 2008 г. (NPE08) и в 2009 г. (NPE09). Для NPE07 выбрано событие в Иране. Результаты эксперимента обсуждены на Семинаре по оценке НЦД в Бадене (Австрия) в 2008 г. Для NPE08 выбрано событие в районе западного берега Чили, результаты эксперимента обсуждены на Семинаре по оценке НЦД в Пекине (Китай) в 2009 г. Критерии, которым должно удовлетворять событие, выбранное для эксперимента, изменялись. Так, например, для эксперимента NPE09 были предложены следующие критерии: хорошее окружение события работающими сейсмическими станциями; четкий инфразвуковой сигнал хотя бы на одной станции; природа - возможный взрыв; присутствие события в автоматическом бюллетене МЦД, его обработка стандартными методами МЦД и включение в бюллетень REB; хорошее окружение события радионуклидными станциями; "реалистичный" диапазон магнитуд (3 < mb < 4.5).

Эксперимент NPE09 стартовал 1 октября 2009 г., и уже месяц спустя было обнаружено 9 событий, удовлетворяющих разработанным критериям. Выбор события для эксперимента NPE09 был предоставлен Германскому национальному центру данных, который предложил как наиболее подходящий вариант промышленный взрыв, произведенный в Казахстане 28 ноября 2009 г. в карьере Каражыра, расположенном в пределах бывшего Семипалатинского испытательного полигона. После получения информации о событии, выбранном для NPE09, КНЦД предоставил участникам веб-форума НЦД данные о координатах карьера и способе проведения взрыва. По запросам отдельных НЦД (Норвегии и Швеции) предоставлена дополнительная информация об имеющихся региональных скоростных моделях для территории Семипалатинского испытательного полигона, о других карьерах, расположенных в Центральном Казахстане. Был проведен всесторонний анализ этого события, включая определение координат взрыва с использованием разных годографов, сравнение координат и магнитуды взрыва, рассчитанных в различных сейсмологических организациях.

Согласно информации руководства ТОО "Каражыра ЛТД" – организации, производящей работы в карьере, - взрыв был произведен на западном фланге разреза и согласно данным КНЦД имел следующие координаты: 50.018323 град. с.ш. и 78.726551 град. в.д. Последующая оценка точности локализации этого события в различных бюллетенях проводилась в сравнении с этими координатами.

В КНДЦ записи взрыва в карьере Каражыра были обработаны и занесены в три бюллетеня – автоматический, интерактивный и сводный. На рисунке 3 показаны местоположение карьера Каражыра, а также результаты локализации события в МЦД и в КНЦД.



—1 **—**2 **—**3 **—**4 **—**5 **—**6 **—**7

карьер Каражыра; 2 - SEL1, SEL2, SEL3 бюллетени МЦД (93.18 км от карьера); 3 - REB бюллетень МЦД (6.532 км от карьера);
4 - автоматический бюллетень КНЦД (18.609 км от карьера);
5 - интерактивный бюллетень КНЦД (2.837 км от карьера);
6 – сводный бюллетень КНЦД (4.45 км от карьера);
7 - круг площадью 1000 кв. км

Рисунок 3. Сравнение результатов локализации взрыва в карьере Каражыра по данным МЦД и КНЦД

Как и следовало ожидать, наименее точными были результаты автоматической локализации взрыва. Согласно автоматическому бюллетеню КНЦД отклонение от места взрыва составило 18 км, а согласно автоматическому бюллетеню МЦД - более 90 км. В интерактивных бюллетенях получена гораздо более высокая точность локализации: согласно бюллетеню REB. создаваемому в МШЛ. отклонение составило 6.5 км, согласно интерактивному бюллетеню КНДЦ - менее 3 км. Следует отметить, что решение, полученное в сводном бюллетене КНЦД, создаваемом на базе интерактивного бюллетеня КНЦД с добавлением данных нескольких станций СОМЭ МОН РК, оказалось менее точным отклонение от места взрыва составило 4.5 км. То есть, добавление данных нескольких станций не улучшило, а ухудшило результаты локализации (рисунок 3). Этот пример свидетельствует о том, что при локализации сейсмических событий важным является не только общее количество станций, данные которых участвуют в обработке, но и пространственное расположение этих станций относительно изучаемого события.

Достаточно точная информация о месте проведения взрыва в карьере Каражыра позволила провести сравнение различных годографов. С этой целью проведена перелокализация взрыва с использованием следующих нескольких годографов: глобального годографа IASP91 [3], который в настоящее время является основным рабочим годографом при составлении интерактивного и сводного бюллетеней КНЦД; глобального годографа AK135 [4]; регионального годографа 'calib' для событий с нулевой глубиной [5], построенного на основе анализа калибровочных взрывов, проведенных на СИП в 1997 – 2000 гг.; и, наконец, регионального годографа 'calibh' [6]. Региональный годограф 'calibh' построен В. И. Шациловым следующим образом. На основании годографа 'calib' для нулевой глубины была рассчитана 1-D скоростная модель фаз P и S до глубины 60 км, по которой которой были определены времена пробега сейсмических фаз. Таким образом, разница между годографами 'calib' и 'calibh' состоит в том, что первый можно использовать только для событий с нулевой глубиной, а второй - при локализации региональных событий с различной глубиной.

При проведении перелокализации во всех случаях использовался один и тот же набор сейсмических фаз – тот, который был получен при формировании сводного бюллетеня КНЦД. Наилучшие результаты получены при использовании годографа 'calib'. При локализации события с использованием этого годографа, получено наименьшее отклонение от реального места взрыва – всего лишь 1.9 км. Использование модели 'calibh' позволило получить также неплохой результат – отклонение в 3.6 км. Использование годографа IASP91, как показано выше, привело к отклонению в 4.5 км от карьера. При использовании годографа AK135 отклонение составило 9.8 км.

Результаты исследований, проведенных сотрудниками КНЦД в рамках NPE09, представлены на Семинаре по оценке, проведенном в г. Найроби, Кения в 2010 г.

Заключение

В статье представлены два примера участия КНЦД в оценке эффективности сейсмического мониторинга, проводимого в рамках ОДВЗЯИ. Активное участие сотрудников КНЦД в проводимых экспериментах способствует совершенствованию методик оценки параметров регистрируемых событий как при региональном, так и глобальном мониторинге.

Литература

- 1. Veith, K.F. Magnitude from short-period P-wave data / K.F. Veith, G.E. Clawson // Bull. Seism. Soc. Am., 1972. V 62. pp. 435 452.
- Михайлова, Н.Н. Калибровочная функция s(d) для определения MPVA землетрясений Северного Тянь-Шаня / Н.Н. Михайлова, Н.П. Неверова // Комплексные исследования на Алма-Атинском прогностическом полигоне. – Алма-Ата: Наука, 1986. – С. 41 – 47.
- Kennett, B.L.N. IASPEI 1991 Seismological Tables / Kennett B(ed) // Research School of Earth Sciences, 1991. Australian National University, Canberra.
- Kennett, B.L.N. Constraints of seismic velocities in the Earth from travel times. / B.L.N. Kennett, E.R. Engdahl, R. Buland // Geophys. J. Int, 1995. – 122. – pp. 108 – 124.
- Михайлова, Н.Н Годограф сейсмических волн по результатам регистрации сигналов от химических взрывов на Семипалатинском испытательном полигоне / Н.Н. Михайлова, И.Л. Аристова, Т. И. Германова // Вестник НЯЦ РК, 2002. – Вып. 2. – С. 46 – 54.
- 6. Шацилов, В.И. Отчет о научной работе по расчету обобщенных скоростных моделей земной коры для регионов Казахстана / В.И. Шацилов // Алматы, 2004.

ЯСБТШҰ ШЕГІНДЕ СЕЙСМИКАЛЫҚ МОНИТОРИНГІ ТИІМДІЛІГІН БАҒАЛАУЫНДА ҚАЗАҚСТАНДЫҚ ҰЛТТЫҚ ДЕРЕКТЕР ОРТАЛЫҒЫНЫҢ ҚАТЫСУЫ

Синёва З.И., Михайлова Н.Н.

ҚР ҰЯО геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Мониторингі жүйесін тестілеу бойынша ЯСБТШҰ жүргізген бірінші жан-жақты экспериментіне (SPT1) және ұлттық деректер орталықтарының дайындығын бағалау бойынша экспериментіне (NPE09) қатысу үлгісінде, жүргізілудегі сейсмикалық мониторингтің тиімділігін бағалауымен байланысты, Қазақстандық ұлттық деректер орталығының қызметі баяндалған.

CONTRIBUTION OF KAZAKHSTAN NATIONAL DATA CENTER TO SEISMIC MONITORING PERFORMANCE ESTIMATION UNDER CTBTO

Z.I. Sinyova, N. N. Mikhailova

Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

The article describes activity of Kazakh National Data Center in the context of assessment of seismic monitoring effectiveness for two reference events: the first, System-Wide Performance Test (SPT1) to test system main elements and the second, NDC preparedness exercise (NPE09) conducted by CTBTO.

ИЗУЧЕНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА ПО ДАННЫМ СЕТИ KRNET

¹⁾Берёзина А.В., ²⁾Соколова И.Н., ¹⁾Мозолева Е.Л., ¹⁾Никитенко Т.В., ¹⁾Рагульская А.К.

¹⁾Институт сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики, Бишкек ²⁾Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Приведены динамические характеристики сейсмического шума для новой цифровой сейсмической сети КRNET, расположенной на территории Кыргызстана. Рассмотрены сезонные вариации уровня спектральной плотности сейсмического шума по данным станции Нарын для различных диапазонов временных периодов. Изучено влияние штормовых микросейсм, генерируемых озером Иссык-Куль, на динамические параметры сейсмического шума станций KRNET.

Географически Кыргызстан расположен в пределах Тянь-Шанского орогена, который на современном этапе характеризуется активной тектонической деятельностью, проявляющейся в высоком уровне сейсмичности. Поэтому сейсмический мониторинг является одной из самых актуальных задач для Республики. Северная часть территории Кыргызстана достаточно хорошо исследована благодаря хорошему покрытию сетью сейсмических станций KNET, данные которых обрабатываются в режиме реального времени. Однако юг и юго-восток Республики попрежнему остаются недостаточно изученной территорией. До недавнего времени в этих районах сейсмические наблюдения велись только с использовасущественно аналоговых станций, что нием сказывалось на оперативности и точности результатов обработки записей землетрясений.

Новая сеть цифровых широкополосных сейсмических станций KRNET (рисунок 1) установлена в 2007 г. совместно с норвежским центром NORSAR и в совокупности со станциями сети KNET существенно повысила эффективность сейсмического мониторинга данной территории.



Значки: белый треугольник – станции, установленные совместно с центром NORSAR, серый треугольник – по проекту CAREMON

Рисунок 1. Расположение сейсмических станций сети KRNET в Кыргызстане

Как видно из рисунка 1, кроме цифровых сейсмических станций, установленных совместно с NORSAR, имеются две новые сейсмические станции: Суфикурган (SFK) и Манас (MNAS) [1], которые установлены в 2010 г. в соответствии с договором между Институтом геофизических исследований (ИГИ НЯЦ РК) и Центром исследований Земли (GFZ) ФРГ, а также согласно Плану сотрудничества CASCADE (Central Asian Cross-border Natural Disaster prevention) в рамках проекта CAREMON. К началу 2012 г. сеть KRNET включает 16 станций, расположенных равномерно по территории Республики. Сведения о станциях приведены в таблице 1. Планируется дальнейшее увеличение количества станций сети для обеспечения более равномерного покрытия территории Республики.

На всех станциях, за исключением станций Ош и Арсланбоб, установлены широкополосные сейсмометры GURALP CMG-3ESPC (частотный диапазон от 0,033 с до 50 Гц) и дигитайзеры DM24. На станциях Ош и Арсланбоб установлены сейсмометры CMG6T. Количество отсчётов в секунду для станций KRNET в течение 2007-04.2011 гг. составляла 50 Гц, в настоящее время на станциях установлена частота оцифровки 40 Гц. Исключение составляют станции Манас и Суфикурган, где частота оцифровки - 100 Гц [1]. Кроме широкополосного 3-хкомпонентного чувствительного сейсмометра CMG-3ESPC на этих станциях дополнительно установлен акселерометр CMG5T для регистрации сильных движений.

В 2009 г. новая сеть станций была зарегистрирована в Международной Федерации цифровых сейсмографических сетей (FDSN) как сеть KRNET (Kyrgyz Republic Digital Network). Учитывая, что важнейшей составляющей работы любой цифровой сети является оперативная передача данных, Институт сейсмологии НАН КР ведёт работу по налаживанию системы передачи данных в режиме реального времени со станций сети KRNET в Центр данных ИС НАН КР (рисунок 2).

Предусмотрена передача данных в Центр данных Института сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики (ИС НАН КР) на базе GPRS-интернета и, далее, посредством высокоскоростного интернета в FDSN, где данные будут иметь свободный доступ. Эти работы ведутся при финансовой поддержке IRIS (Consortium - Incorporated Research Institutions for Seismology), США и NORSAR (Норвегия). В Центр данных IRIS (DMC) в режиме реального времени уже поступают данные 6 станций сети KRNET. Кроме того, по данным всех станции сети KRNET формируются seed-архивы (Standart for the Exchange of Earthquake Data), которые поступают в IRIS DMC с запозданием на 3 месяца и находятся в свободном доступе с 2007 г.

Nº	Наиме– нование	Код	Координаты (град.)		Тип приборов		Высота	Дата открытия	Породы фунда	Приборное	Основной источник
п/п	цифр. станции		Ши– рота	Дол– гота	Сейсмо– метр	Диги тайзер	(Н), М	дд.мм.гг	мента	сооружение	помех
1.	Ананьево	ANVS	42.78	77.66	CMG-3ESPC (40 Гц)	DM24	1864	27.11.07	Гранит	штольня	оз. Иссык-Куль (10 км), река (40 м)
2.	Арал	ARLS	41.87	74.33	CMG-3ESPC (40 Гц)	DM24	1526	18.07.08	Грано- сиениты	штольня	река Кокемерен (60 м), дорога (10 м)
3.	Аркит	ARK	41.78	71.98	СМG-3ESPC (40 Гц)	DM24	1420	25.03.08	Галечник	подвал	дорога (15 м), река Аркит (40м)
4.	Арсланбоб	ARSB	41.33	72.97	СМG-6TD (40 Гц)	C24	1378	28.11.09	Галечник	здание сейсмостанции	река Арсланбоб (60 м)
5.	Баткен	BTK	40.06	70.82	СМG-3ESPC (40 Гц)	DM24	980	25.07.09	Известняк	сейсмо- павильон	Антропогенные шумы, город
6.	Бишкек*	FRU	42.84	74.61	СМG-3ESPC (40 Гц)	DM24	836	21.11.07	Валуно- галечник	подвал	Антропогенные шумы, город
7.	Боом	BOOM	42.49	75.94	СМG-3ESPC (40 Гц)	DM24	1737	05.06.10	Грано- сиениты	штольня	оз. Иссык-Куль (22 км)
8.	Еркинсай*	EKS	42.67	73.79	СМG-3ESPC (40 Гц)	DM24	1168	22.11.07	галечник	сейсмо- павильон	
9.	Каджи-Сай	KDJ	42.12	77.18	CMG-3ESPC (40 Гц)	DM24	1830	15.04.11	Граниты, грано- сиениты	штольня	оз.Иссык-Куль (10 км)
10.	Каракол	PRZ	42.47	78.40	СМG-3Т (40 Гц)	DM24	1835	01.11.10	Галечник	сейсмо- павильон	оз. Иссык-Куль (20 км)
11.	Манас	MNAS	42.49	72.50	СМG-3ESPC, CMG-5T (100 Гц)	DM24	1465	25.03.10	Мрамори зованные известняки	сейсмо- павильон	река Талас (90 м)
12.	Нарын	NRN	41.42	75.98	СМG-3ESPC (40 Гц)	DM24	2120	15.06.08	Грано- сиениты	штольня	Антропогенные шумы, город
13.	Ош	OHH	40.53	72.78	СМG-6TD (40 Гц)	C24	800	23.03.08	Известняк	подвал	Антропогенные шумы, город
14.	ССД	FRU1	42.81	74.63	СМG-3ESPC (40 Гц)	DM24	929	30.06.10	Валуно- галечник	подвал	Антропогенные шумы, город
15.	Суфи- Курган	SFK	40.02	73.51	СМG-3ESPC, CMG-5T (100 Гц)	DM24	2110	29.03.10	Галечник	сейсмо -павильон	река Суфи- Курган (60 м), дорога (10 м)
16.	Токтогул	TOKL	41.94	72.87	СМG-3ESPC (40 Гц)	DM24	1097	27.11.09	Гранит	здание сейсмостанции	река Чычкан (70 м), дорога
* Пr	* Примечание – станция временно не работает										

Таблица 1. Сведения о цифровых сейсмических станциях сети KRNET



Рисунок 2. Схема передачи данных сети KRNET

Для действующей сети станций ведется анализ качества их работы, оценка чувствительности сети и др. Изучение динамических характеристик сейсмического шума является важным этапом в проведении подобных исследований. Кроме того, изучение параметров сейсмического шума позволяет вести мониторинг состояния регистрирующей аппаратуры, выявление изменений, связанных с аппаратурными сбоями для своевременного их устранения.

Структура микросейсмических помех изучалась путем построения спектров плотности сейсмического шума для всех трех регистрируемых компонент. Методика такого анализа подробно описана в [2 - 8]. Выбирались 10 минутные отрезки записей без сейсмических событий или коды предшествующих сильных событий. Для анализа использовались каталог NEIC (USGS, Геологической службы США), а так же региональный интерактивный сейсмический бюллетень Центра сбора и обработки специальной сейсмической информации (ЦСОССИ) ИГИ НЯЦ РК и сейсмический каталог ИС НАН КР. Отдельно выбирались фрагменты записей за ночное (17 - 18 ч. GMT) и дневное время (7 - 8 ч. GMT). Для анализа создавались выборки, состоящие из 20 фрагментов сейсмических записей, по которым строились медианные спектры. Проводилось сравнение полученных зависимостей с верхне- и нижнеуровневой моделью сейсмического шума Петерсона [5]. На рисунке 3 показаны спектральные плотности сейсмического шума для Z-компоненты станций KRNET Манас (MNAS), Нарын (NRN), Аркит (ARK) и Боомское ущелье (ВООМ) для дневного и ночного времени.



Ось абсцисс - период, сек; ось ординат - спектральная плотность сейсмического шума

Рисунок 3. Спектральная плотность сейсмического шума для Z-компоненты для дневного и ночного времен станций KRNET

Станции KRNET расположены в различных условиях. Так станции, установленные на осадочных породах в больших городах, таких как Бишкек, Ош, Баткен, обладают высоким уровнем сейсмического шума, близким к верхнеуровневой модели Петерсона [5]. Для этих станций наблюдается большая разница между дневным и ночным шумом, достигающая 10 дБ, они уступают по чувствительности и дальности регистрации станциям, установленным на коренных породах, вдали от населенных пунктов. Однако станции, расположенные в крупных городах, чрезвычайно важны для изучения сейсмического режима этих городов и позволяют быстро реагировать на ощутимые в этих городах землетрясения.

Другая группа станций - Ананьево, Арал, Еркин-Сай, – имеет среднюю чувствительность, разница между дневным и ночным уровнем сейсмического шума достигает 5 дБ, кроме того станция Ананьево расположена вблизи Иссык-Куля и на характеристики сейсмического шума в большой степени влияют штормовые микросеймы озера. Уровень сейсмического шума для станций Арсланбоб, Боом, Суфи-Курган Нарын и Манас в рабочем диапазоне периодов является близким к нижнеуровневой модели Петерсона. Разница уровня сейсмического шума в дневное и ночное время несущественна.



Рисунок 4. Спектральная плотность сейсмического шума по данным станций сети KRNET (ночное время)

На рисунке 5 представлена спектральная плотность сейсмического шума по данным станции Нарын (дневное время) почти за 3 года. Рассмотрено 3 диапазона периодов сигналов, характеризующих: 0.1 с - техногенные шумы, 1.7 - 2 с - штормовые микросейсмы озера Иссык-Куль [7, 8], 6 с – штормовые океанические микросейсмы. Наблюдаются значительные сезонные вариации. Летом уровень сейсмического шума, связанного с антропогенной деятельностью, является максимальным, зимой минимальным. Особенно заметна такая закономерность в небольших поселках в сельской местности без развитой индустриальной инфраструктуры [6]. Основная деятельность в таких районах - сельскохозяйственная, максимум активности которой наблюдается в теплое время года, что отражается на уровне сейсмических шумов. Для периода 1.7 - 2с выявлена высокая корреляция экстремальных значений спектральной плотности сейсмического шума со штормами на озере Иссык-Куль. Станция Нарын находится на расстоянии 100 км от озера. Анализ ее данных позволяет не только выявлять шторм в определенный день и судить об его интенсивности, но и рекомендовать для аналитиков определенный набор частотных фильтров, минимизирующих влияние штормовых микросейсм на сейсмическую запись события. Для периода 6 с, связанного с океаниНа рисунке 4 сопоставлена спектральная плотность сейсмического шума по Z-компоненте для 10 станций сети KRNET для ночного времени суток. Видно, что самым низким уровнем сейсмических шумов характеризуется станция Манас, что определяет ее высокую эффективность при сейсмическом мониторинге. Для большинства станций, кроме установленных на осадочных породах в больших городах (Бишкек, Ош, Баткен), характерен низкий уровень шумов, близкий к нижнеуровневой модели Петерсона [5].



Рисунок 5. Спектральная плотность сейсмического шума по данным станции Нарын за 3 года для периодов 0,1 – 6 сек (дневное время)

ческими микросейсмами, отчетливо выделяются годовые, сезонные вариации, (максимум в зимнее время), а также вариации с периодом 14 суток, связанные с лунно-солнечными приливами и другими природными факторами.

Озеро Иссык-Куль, на котором во время штормов генерируются стоячие волны, существенно влияет на чувствительность практически всех северотяньшаньских станций [7, 8]. Информация о штормах за длительный промежуток времени была получена независимо из сведений, имеющихся на станциях ИС НАН КР, расположенных вблизи оз. Иссык-Куль (Ананьево, Каракол и Каджи-Сай). На рисунке 6 показан временной ход ежемесячного количества штормов за 1999 - 2010 гг. Хорошо прослеживаются сезонные вариации количества штормов с максимумом в зимнее время (декабрь - февраль) и минимумом в летнее время (июнь - июль). На рисунке 7 приведен годовой ход нормированного ежемесячного количества штормовых дней.

Из рисунка 7 следует, что наилучшие условия регистрации сейсмических событий северотянышаньскими станциями имеют место в период времени апрель - июль, а наихудшие – в период октябрь - февраль. Среднее количество штормовых дней составляет 23 - 25% в год.



Рисунок 8. Сейсмическая запись станции ВООМ во время шторма на озере Иссык-Куль



Рисунок 9. Спектральные кривые сейсмического шума в день, когда не было штормов на озере Иссык-Куль, и в штормовой день. Станция ВООМ, вертикальная компонента

Из рисунке 9 видно, что во время шторма наблюдается резкое возрастание спектральной плотности сейсмического шума в диапазоне периодов от 1.5 до 2.2 с, а также в диапазоне периодов ~ 0.4 - 0.6 с. На рисунке 10 приведен характер изменения приращения уровня спектральной плотности шума δS (дБ) в штормовые дни по отношению к дням без шторма.

Проведенный анализ показывает, что новая цифровая сейсмическая сеть KRNET вместе со станциями сети KNET, расположенными на севере и северо-



Рисунок 7. Годовой ход нормированного месячного количества штормовых дней на озере Иссык-Куль

В дополнение к [7, 8] проведен анализ влияния штормов озера Иссык-Куль по данным станции КRNЕТ на примере конкретного шторма 24 августа 2010 г., который продолжался в течение 4 часов (с 11ч до 15 ч), а высота отдельных волн достигала 50 - 70 см. На рисунке 8 приведена сейсмограмма, зарегистрированная во время шторма станцией Боом, расположенной на расстоянии 22 км от берега озера.

Сейсмограмма позволяет определить время начала и окончания шторма. На рисунке 9 показана спектральная плотность сейсмического шума во время шторма в сравнении со спокойными днями на записях станции BOOM (Боомское ущелье).



Рисунок 10. Затухание максимальной амплитуды микросейсм с расстоянием в области 1.7с при штормах на озере Иссык-Куль

западе республики, обеспечивает хорошее покрытие территории Кыргызстана и позволила значительно улучшить точность локализации сейсмических событий региона. Благодаря удачному выбору мест расположения станций с точки зрения характеристик сейсмического шума, все станции системы являются высокочувствительными как к локальным, так и региональным событиям и могут быть использованы в рамках национального и международного мониторинга.

Литература

- Стролло, А. Новые казахстанские станции, установленные в рамках проекта CAREMON / А. Стролло, Д. Бинди, А.Е. Великанов, В.Г. Кунаков, И.И. Комаров, Н.Н. Михайлова, З.И. Синева // Мониторинг ядерных испытаний и их последствий: тезисы докладов. VI Междунар. конф., Курчатов, 09-13 авг. 2010. - НЯЦ РК, 2010. - С. 21 - 22.
- Комаров, И.И. Модель сейсмического шума по наблюдениям геофизической обсерватории «Маканчи» / И.И. Комаров, З.И. Синёва, Н.Н. Михайлова, Г.С. Абдрахманова // Геофизика и проблемы нераспространения. Вестник НЯЦ РК, 2000. – Вып.2. – С. 17 - 24.
- Синёва, З.И. Изучение динамических характеристик сейсмического шума по данным цифровых станций казахстанской сети / З.И. Синёва, Н.Н. Михайлова, И.И. Комаров // Геофизика и проблемы нераспространения. Вестник НЯЦ РК, 2000. – Вып.2. – С. 24 - 30.
- Михайлова, Н.Н. Спектральные характеристики сейсмического шума по данным Казахстанских станций мониторинга / Н.Н. Михайлова, И.И. Комаров // Вестник НЯЦ РК, 2006. – Вып. 2. – С.19 - 26.
- 5. Peterson, J. Observation and Modeling of Seismic Background Noise // Open-File Report 93-322, Albuquerque, New Mexico, 1993. P.42.
- 6. Соколова, И.Н. Модель сейсмического шума по наблюдениям сейсмической станции «Подгорное» / И.Н. Соколова, А.С. Мукамбаев // Геофизика и проблемы нераспространения. Вестник НЯЦ РК, 2007. Вып. 3. С. 111 117.
- Соколова, И.Н. О характеристиках сейсмического шума на периодах, близких к 1.7 с, по данным станций Северного Тянь-Шаня / И.Н. Соколова, Н.Н. Михайлова // Вестник НЯЦ РК. - 2008. - Вып. 1. – С. 48 - 53.
- Соколова, И.Н. Влияние озера Иссык-Куль на эффективную чувствительность сейсмических сетей центрального Тянь-Шаня / И.Н. Соколова, Н.Н. Михайлова // Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной Азии: Сб. докл. 7-го Казахстанско-Китайского Международного Симпозиума 2-4 июня 2010 г. – Алматы: «Эверо», 2010. – С. 363 - 366.

КRNЕТ ЖЕЛІСІ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША СЕЙСМИКЛЫҚ ШУДЫҢ ДИНАМИКАЛЫҚ СИПАТТАМАЛАРЫН ЗЕРДЕЛЕУ

¹⁾Берёзина А.В., ²⁾Соколова И.Н., ¹⁾Мозолева Е.Л., ¹⁾Никитенко Т.В., ¹⁾Рагульская А.К.

¹⁾Кыргыз Республикасы Ұлттық академиясының Сейсмология институты, Бишкек ²⁾ҚР ҰЯО Ггеофизикалық зерттеудер институты, Курчатов,Қазақстан

Қырғызстан аумағында орналасқан жаңа цифрлық сейсмикалық КRNET желісі үшін сейсмикалық шудың динамикалық сипаттамалары келтірілген. Нарын станцияның деректері бойынша периодтардың әр түрлі ауқымдары үшін сейсмикалық шудың спектрлік тығыздығы деңгейінің маусымдық вариациялары қаралған. КRNET станциялардың сейсмикалық шуының динамикалық параметрлеріне Ыстықкөл өндіретін теңіз дауылдық микросейсмолардың әсері зерделеніп болған.

THE STUDY OF DYNAMIC CHARACTERISTICS OF SEISMIC NOISE ACCORDING TO THE KRNET DATA

¹⁾A. Beroyzina, ²⁾I. Sokolova, ¹⁾E. Mozoleva, ¹⁾T. Nikitenko, ¹⁾A. Ragulskaya

¹⁾ Insitute of Seismology of National Academy of Science of Kyrgyzstan, Bisckek. Kyrgyzstan ²⁾ Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

We have been mapping S wave attenuation field in the lithosphere of the Eastern Tien Shan. A method, based on an analysis of Sn and Pn wave amplitude ratio, was applied. Earthquake recordings, obtained by station Makanchi (MKAR) at distances of ~350-1200 km, were processed. Zones of high attenuation, which are not connected with large earthquakes (M \geq 7.0), occurred during last 200 years, were picked out. Ring-shaped seismicity structures have been formed in two such zones, to the west of Urumchi city and in an area of Lop Nor test site, similarly to the region of the Central Tien Shan. It is supposed, that these zones are connected with a preparation for large earthquakes.

УДК 531.7:550.34

ПОРТАТИВНЫЕ ЦИФРОВЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ СТАНЦИИ В СИСТЕМАХ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

¹⁾Башилов И.П., ¹⁾Волосов С.Г., ²⁾Зубко Ю.Н., ³⁾Королёв С.А., ¹⁾Николаев А.В.

¹⁾Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Россия ²⁾ФГУП ОКБ Океанологической техники РАН, Россия ³⁾Институт динамики геосфер РАН, Россия

Разработаны и созданы опытные образцы портативного сейсмометра и трёхканальной сейсмической станции с цифровой регистрацией для работ в «поле», в труднодоступных местах, а также макет портативного сейсмометра для донных исследований. Проведены всесторонние испытания технических решений, использованных в разработанной аппаратуре. В результате испытаний подтверждена работоспособность сейсмометра и сейсмостанции и определены их основные технические характеристики.

Введение

Развитие экспериментальной геофизики неразрывно связано с совершенствованием существующего и созданием нового приборно-методического обеспечения, в первую очередь, для работ в «поле», на инженерных сооружениях, в труднодоступных местах, включая работы на шельфе. Особенно это касается сейсмической аппаратуры для исследований и контроля характеристик микросейсмического волнового поля при решении целого ряда задач [1]. Специфика проведения этих работ предъявляет определенные требования к эксплуатационным характеристикам сейсмометров. Сейсмометр должен быть цифровым, компактным, удобным и надёжным в эксплуатации, с простыми процедурами установки, запуска регистрации, последующего съёма полученных данных и, кроме того, должен соответствовать современным требованиям к метрологическим характеристикам.



Рисунок 1. Внешний вид макета донного ПЦС

ИСПЫТАНИЯ ПЦС

Основные технические решения сейсмометра прошли комплекс исследований и испытаний, включая сравнительные испытания совместно с контрольными станцией «Экспресс-4», длиннопериодным датчиком СМ-5МП и короткопериодным

Портативный цифровой сейсмометр

С учётом вышеперечисленных требований разработан портативный цифровой сейсмометр (ПЦС) [1] и изготовлены его макет для работ на шельфе, а также наземный опытный образец, пригодные, в том числе, и для мониторинга ядерных испытаний как дополнительные средства оперативного контроля.

Макет сейсмометра, предназначенного для донных исследований (рисунок 1), состоит из контейнера сейсмоприёмника СМ-5ДВ, где размещены плата фильтра и плата регистратора, конструктивно закреплённые на одном шасси, а также отдельная аккумуляторная батарея. Макет имеет USB разъём для подключения к компьютеру, разъём RS-232 для подключения приёмника GPS, а также разъём аналогового сигнала и питания сейсмоприёмника СМ-5ДВ, выведенный через фланец шасси.

Использование контейнера от сейсмоприёмника СМ-3КВ обеспечивает возможность наземного применения разработанного сейсмометра (рисунок 2).



Рисунок. 2. Внешний вид опытного образца ПЦС для наземных исследований

датчиком СМ-6П. Регистрация колебаний, принимаемых контрольными датчиками, проводилась по двум каналам станции «Экспресс-4», а регистрация колебаний сейсмоприёмника СМ-5Д, входящего в состав ПЦС, велась одновременно регистратором разработанного сейсмометра и одним из каналов станции «Экспресс-4». Данные испытания проведены на постаменте в Институте динамики геосфер РАН.

Записи сейсмических сигналов сейсмоприёмника СМ-5ДВ, сделанные регистратором разработанного сейсмометра и станцией «Экспресс-4», идентичны. Это хорошо видно на примере сейсмограмм землетрясения, произошедшего во время испытаний, 11.09.2008 на о. Хоккайдо (Япония) в 4:32:45 по московскому времени с магнитудой 5,5 mb на глубине 10 км. На рисунке 3 проиллюстрировано вступление сигнала землетрясения, а на рисунке 4 – мощной поверхностной волны, дошедшей до Москвы примерно через полчаса после толчков в эпицентре. Три верхние сейсмограммы на рисунках 3, 4 записаны станцией «Экспресс-4», а нижняя сейсмограмма – регистратором ПЦС.



Рисунок 3. Записи сейсмограмм землетрясения станцией «Экспресс-4» и регистратором ПЦС

Портативная цифровая сейсмическая станция

Технические решения, заложенные в ПЦС, получили своё развитие при создании трёхканальной портативной цифровой сейсмической станции ПЦСС (рисунок 5). Структурная схема станции приведена на рисунке 6, а технические характеристики – в таблице.

Станция комплектуется широкополосными 100секундными датчиками СМ-3Е, хотя ничто не препятствует использованию совместно с ней любых других сейсмоприёмников, в т.ч. и импортных. ПЦСС может работать как в автономном режиме с записью данных во внутреннюю флэш-память, так и с передачей данных по кабелю в режиме реального времени. Связь с компьютером при этом может быть осуществлена по любому из интерфейсов: RS-232, RS-485, USB или Ethernet. Настройка режимов Как следует из рисунков 3 и 4, сейсмограммы портативного цифрового сейсмометра хорошо согласуются с аналогичными записями контрольных сейсмоприёмников СМ-6П и СМ-5МП с учётом рабочих диапазонов частот последних. Так, вступление волн землетрясения (рисунок 3) с частотой колебаний ~1 Гц и выше всеми тремя датчиками записано одинаково, а поверхностная волна (рисунок 4) с периодом ~20 с записана только широкополосными сейсмоприёмниками СМ-5МП и СМ-5ДВ.

Проведённый комплекс испытаний показал, что портативный цифровой сейсмометр является работоспособным и, в основном, удовлетворяет большинству технических требований, предъявляемых к таким устройствам, обеспечивая максимальную простоту и удобство в эксплуатации в полевых условиях.



Рисунок 4. Сейсмограммы поверхностной волны землетрясения, записанные станцией «Экспресс-4» и регистратоома ПЦС

работы проводится с компьютера по любому из перечисленных выше интерфейсов. Все настройки сохраняются во внутренней памяти станции, поэтому при установке станции на объекте достаточно только включить питание. Это обеспечивает возможность работы со станцией даже низко квалифицированному персоналу.

Важной отличительной особенностью разработанной ПЦСС в сравнении с существующими отечественными станциями, такими, как, например, «Байкал», является одновременная выборка аналогового сигнала по всем трём каналам, что обеспечивает восстановление поляризации сейсмического сигнала. Более того, если несколько таких станций являются элементами мобильной сети, то синхронизация выборок всех станций обеспечивается с точностью до 10 мкс. ПЦСС имеет и ряд отличий от ПЦС.



Рисунок 5. Внешний вид ПЦСС (без крышки корпуса)







Параметр	Значения
Рабочий диапазон температур	От -40°С до +60°С
Напряжение питания	Постоянное от 9 до 18 В
Потребляемая мощность (без передачи данных)	~650мВт
Потребляемая мощность (с передачей данных)	~1,5 Вт
Тип АЦП	Дельта-сигма
Разрядность АЦП	24
Количество каналов	3 синхронных
Входное сопротивление	108 кОм
Тип входа	Дифференциальный
KOCC	65 дБ
Диапазон входных сигналов	± 10 B
Цена младшего разряда АЦП	1,589 мкВ
Уровень шумов	3 разряда СКЗ на 100 Гц
Частоты оцифровки	10 Гц — 1 кГц
Динамический диапазон	125 дБ
Точность привязки времени к PPS меткам приёмника GPS	100 мкс
Точность привязки времени без GPS	0,1 - 10 ррт в зависимости от кварца
Вывод данных	USB, Ethernet, RS-232,
	RS-485
Режимы сбора данных	Непрерывный
Ёмкость флэш-памяти	3 Гбайт (1 мес. на 100 Гц)
Формат записи	E-24

Так, в ней предусмотрена возможность импульсной калибровки каждого из измерительных каналов. На рисунке 7 показана АЧХ, полученная в результате импульсной калибровки канала Е-W станции. Калибровку инициирует команда с компьютера при нажатии кнопки на корпусе станции или в определённое время. Кроме того, в станции расширен рабочий диапазон входных сигналов, который составляет ±10 В, в то время как у ПЦС он составляет ±2,5 В при примерно одинаковом уровне шума.

Формат, в котором разработанными приборами кодируется сейсмическая информация, аналогичен формату АЦП Е-24, т.е. совместим со стандартными программными пакетами обработки сейсмических данных.



Рисунок 7. АЧХ, полученная в результате импульсной калибровки канала Е-W ПЦСС

Опытная эксплуатация ПЦСС

Опытный образец ПЦСС с сейсмоприёмниками СМ-3Е работает в составе группы на сейсмическом полигоне «Михнево» в Московской области совместно с контрольными широкополосными приборами СМ-3. Как контрольная, так и исследуемая аппаратура размещены на постаменте в шахте на глубине 20 м. Передача сейсмических данных с ПЦСС производится по сети Ethernet с помощью оптоволоконного кабеля, а с СМ-3 сигнал передается в обрабатывающий центр в аналоговом виде.

Разработанной аппаратурой было зарегистрировано слабое землетрясение магнитудой 2 mb в районе Бердянска 14 мая 2010 г. в 23 ч. 19 мин. Сейсмограммы этого события, полученные контрольными датчиками СМ-3 с помощью 3-х АЦП Е-24 и датчиками СМ-3Е с помощью ПЦСС, приведены на рисунке 8.

Как видно из сейсмограмм, показания обеих систем мало отличаются друг от друга. Следует отметить, что небольшие габариты платы регистратора ПЦСС (верхняя плата на рисунке 5) позволяют разместить её в корпусе трёхкомпонентного сейсмоприёмника, например, TC-5MП, что обеспечит возможность создания трёхкомпонентного автономного ПЦС. Такой прибор сочетает в себе возможность получения научной информации от трёхкомпонентных датчиков с простотой и удобством в эксплуатации автономных портативных сейсмометров.

Разработанная аппаратура готова для серийного выпуска в ООО НТЦ «Поиск».



Рисунок 8. Сейсмограммы события в районе г. Бердянск

Литература

 Башилов, И.П. Автономный портативный сейсмоприёмник с цифровой регистрацией для сейсмологических исследований / И.П. Башилов, С.Г. Волосов, Ю.Н. Зубко, С.А. Королёв, А.В. Николаев // Вестник НЯЦ РК, 2009. – Вып.3 (39). – С. 29 - 32.

СЕЙСМИКАЛЫҚ МОНИТОРИНГІ ЖҮЙЕСІНДЕ ПОРТАТИВТІК ЦИФРЛЫҚ СЕЙСМИКАЛЫҚ СТАНЦИЯЛАРЫ

¹⁾Башилов И.П., ¹⁾Волосов С.Г., ²⁾Зубко Ю.Н., ³⁾Королёв С.А., ¹⁾Николаев А.В.

¹⁾РҒА О.Ю. Шмидт атындағы Жер физикасы институты, Ресей ²⁾РҒА ФМБК Мұхиттік техника ТКБ, Ресей ³⁾РҒА Геосфера динамкасы институты, Ресей

Жетуге жолы қиын аудандарда, далалық жағдайларында жұмыстар үшін әзірленген және жасалған цифрлық тіркеуімен портативтік сейсмометр мен үш арналық сейсмикалық станциялардың тәжірибелік нұсқаларының, сондай-ақ су түбіндегі зерттеулер үшін портативтік сейсмометр макетінің сипаттамалары келтіріледі. Әзірленген аппаратурада пайдаланған техникалық шешімдерін жан жақты сынамалау нәтижелерінде сейсмометр мен сейсмостанцияның жұмысқа қабілеттілігі расталған, олардың негізгі техникалық сипаттамалары анықталған.

PORTABLE DIGITAL SEISMIC STATIONS IN SYSTEMS OF SEISMIC MONITORING

¹⁾I.P. Bashilov, ¹⁾S.G. Volosov, ²⁾Y.N. Zubko, ³⁾S.A. Korolyov, ¹⁾A.V. Nikolaev

¹⁾Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia ²⁾EDBOE RAS, Moscow, Russia ³⁾Institute of Dynamics of Geospheres RAS Moscow, Russia

Pre-production models of a portable seismometer and three-channel seismic station with digital registration for works in "field", in hard-to-reach spots are developed and created. Also a breadboard model of a portable seismometer for shelf researches is created. All-round tests of the technical decisions used in mentioned equipment are carried out. As a result of tests working capacity of the seismometer and the seismic station is confirmed and their basic technical characteristics are defined.

УДК 550.34: 639.9

НОВЫЕ КАЗАХСТАНСКИЕ СТАНЦИИ, УСТАНОВЛЕННЫЕ В РАМКАХ ПРОЕКТА САREMON

¹⁾Михайлова Н.Н., ²⁾Стролло А., ¹⁾Кунаков В.Г., ¹⁾Великанов А.Е., ¹⁾Синёва З.И.

¹⁾Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан ²⁾Центр исследований Земли Федеративной Республики Германии

Приведено описание двух станций (PDGN и OTUK), установленных на территории Казахстана в 2010 г. в рамках проекта CAREMON. Данные этих станций активно используются как при срочной обработке событий, так и при составлении регионального бюллетеня.

Введение

В соответствии с Меморандумом о взаимопонимании между Институтом геофизических исследований НЯЦ РК и Центром изучения Земли (GFZ), ФРГ, а также согласно Плану сотрудничества CASCADE (Central Asian Cross-border Natural Disaster prevention) в 2009 – 2010 гг. на территории Казахстана в рамках проекта CAREMON установлены две новые трехкомпонентные сейсмические станции. В проекте CAREMON, кроме Казахстана, участвуют другие республики Центральной Азии – Кыргызстан, Таджикистан, Туркмения, Узбекистан. К апрелю 2010 г. в рамках этого проекта установлены 6 сейсмических станций (рисунок 1): ОТUК и PDGN в Казахстане, SFK и MNAS - в Кыргызстане; ASHT в Туркмении и DZET - в Таджикистане.



инии преутольник – станция ести САКЕМОК, красная звездочка - станция сети НЯЦ РК; красный кружок- станция сети CAREMON в Казахстане

Рисунок 1. Расположение сейсмических станций сети CAREMON

В соответствии со стандартами проекта CAREMON оборудование станций включает широкополосный трехкомпонентный сейсмометр CMG-3ESPC и акселерометр CMG-5T (Gularp, Англия), которые совместно с аппаратурой оцифровки, обработки и накопления GuralpCMG-DM246S и GuralpCMG-EAMPC обеспечивают качественную передачу информации с разрешением 24 бита и частотой оцифровки 100 отсчетов/сек. Потоки данных, формируемые на станциях, передаются непрерывно в режиме реального времени по спутниковым каналам сначала в центр спутниковой компании ASTEL (г. Алматы), а затем по каналам Интернет - в GFZ (Потстдам). Информация, полученная от всех станций, также по каналам Интернет является доступной всем участвующим странам. Накопление информации на станциях осуществляется комбинированно: помимо передачи данных в режиме реального времени ведется ее запись на диск, входящий в состав комплекта оборудования станции, что позволяет восстанавливать, при необходимости, информацию, потерянную при прерывании связи.

Станция Подгорное (PDGN)

Станция Подгорное (PDGN) расположена на юго-востоке Казахстана в поселке Киргизсай (прежнее название Подгорное) Уйгурского района Алматинской области (рисунок 2). Станция установлена на коренных выходах в краевой части малой субвулканической интрузии, имеющей размеры ~1×2 км и сложенной трахилипарит-трахидацитами верхнепалеозойского возраста. Район является сейсмически активным и сейсмически опасным из-за близости к мегаполису Алматы. Станция установлена в приборном сооружении ранее существовавшей автономной станции PDG, у которой не было каналов связи с Центром данных. Ее обслуживание и снятие данных проводилось через 2 - 3 месяца.



Рисунок 2. Местоположение сейсмической станции PDGN- Подгорное

В феврале 2010 г. при технической поддержке Германского центра изучения Земли GFZ (Постдам) в существующем приборном помещении установлено новое оборудование (рисунок 3).



а – приборное сооружение



в – сейсмометры (акселерометр CMG-5T - слева, CMG-3ESPC – справа) и регистрирующая аппаратура

На рисунке 4 приведены графики спектральной плотности сейсмического шума, зарегистрированные после установки аппаратуры, для ночного и дневного времени в сравнении с верхней и нижней границами сейсмического шума модели Петерсона [1].



б – спутниковая антенна



г – защитный кожух для сейсмометров

Рисунок 3. Трехкомпонентная сейсмическая станция Подгорное (PDGN)

Как следует из рисунка 4, спектральная плотность сейсмического шума на станции PDGN имеет очень низкий уровень вплоть до периода 0.4 сек, умеренно низкий для более высоких частот и тяготеет к нижней границе сейсмического шума модели Петерсона. Превышение дневного шума над ночным составляет 5 – 7 дБ. Таким образом, подтверждено удачное местоположение станции и хорошие перспективы использования данных этой станции в регистрации сейсмических событий.



Рисунок 4. Спектральная плотность сейсмического шума станции PDGN для ночного времени (синий цвет) и дневного времени (красный цвет)

Станция Ортау (ОТИК)

Станция Ортау (ОТИК) установлена 13 - 19 августа 2010 г. в той части Центрального Казахстана, где ранее стационарные сейсмические наблюдения не проводились (рисунок 1). Административно станция находится в с. Ортау Шетского района Карагандинской области (рисунок 5). Для ее размещения провелено специальное геологическое полевое изучение и предварительная оценка уровня сейсмического шума. Место установки станции выбрано на пологом выступе выходов коренных пород гранитного массива Ортау, имеющего размер 33×12 км и сложенного преимущественно позднепермскими - раннетриасовыми существенно калиево-полевошпатовыми и аляскитовыми гранитами Кызылрайского комплекса. В отличии от станций сети НЯЦ РК, которые расположены в основном по периферии территории страны, станция ОТИК расположена в центральной ее части, что способствует более равномерному покрытию территории Казахстана сетью наблюдений.

Установка станции проведена в два этапа: по временному варианту, по стационарному варианту. В первом случае сейсмоприемники и оборудование были установлены в подсобном помещении (рисунок 6) и проработали несколько месяцев вплоть до августа 2010 г.

На втором этапе, в августе 2010 г., построено приземное приборное сооружение (бункер), в нем



а – спутниковая антенна

залит постамент, проведена установка и отладка работы оборудования (рисунок 7). Для создания постамента в коренных породах были просверлены четыре отверстия, в которых закреплена арматура, выходы коренных пород промыты и залиты бетоном, чем обеспечена монолитность постамента с выходом коренных пород. Глубина приборного сооружения составляет 2 м, размеры 1,5 ×1,5м.



Рисунок 5. Местоположение сейсмической станции Ортау



б – сейсмические приборы, установленные по временной схеме



в – дигитайзеры, зарядное устройство и спутниковый модем

Рисунок 6. Станция ОТИК. Оборудование размещено по временной схеме





Рисунок 7. Внешний (а) и внутренний (б) вид приземного приборного сооружения (бункера)

На рисунке 8 показано размещение оборудования в приборном сооружении.

Проведена сравнительная оценка уровня сейсмического шума, регистрируемого на станции Ортау,



а – сейсмометр и акселерометр (без защитных кожухов)

до и после установки оборудования в приземном приборном сооружении (рисунок 9).



б – сейсмическая станция в сборе





Рисунок 9. Сравнение спектральной плотности сейсмического шума на станции Ортау до (a) и после (б) размещения оборудования в приземном приборном сооружении

Как следует из рисунка 9, в стационарном варианте работы станции Ортау уровень сейсмического шума уменьшился в сравнении с временным вариантом - значительное в дневное время (до 20 дБ) и менее значительное, но достаточно заметно, в ночное время (до 5 дБ). Существенно сократилась разница между уровнем шумов в дневное и ночное время, которая достигала 15 дБ, а на некоторых частотах - до 20 дБ при временном варианте эксплуатации станции.

РЕГИСТРАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ СТАНЦИЯМИ PDGN И OTUK

После установки оборудования на станциях ОТUК и PDGN, а также на остальных новых станциях сети CAREMON в Центральной Азии (рисунок 1), организованы прием и подключение данных в Центре сбора и обработки специальной сейсмической информации (г. Алматы) к процессу рутинной обработки. С этой целью установлена специальная программа SCREAM (Guralp), написан ряд специальных программных модулей, рассчитана амплитудно-частотная характеристика для станций сети CAREMON (рисунок 10). Начиная с апреля 2010 г., данные всех шести станций сети CAREMON обрабатываются в общем потоке с данными других станций и полноценно используются в составлении оперативного, интерактивного и сводного бюллетеней, а также в службе срочных донесений. Так, например, в оперативном бюллетене ЦСОССИ за первые 7 месяцев 2011 г. было представлено 9561 сейсмических событий, из которых для 1212 использованы данные станции PDGN, для 932 - данные станции ОТИК (например, в сравнении с 307 сейсмическими событиями, зарегистрированными станцией KNDC, установленной в Центре данных).

На рисунке 11 приведены примеры записей Капчагайского землетрясения 1 мая 2011 г. станциями PDGN (вторая сверху), MNAS (5 сверху), SFK (7 сверху), OTUK (нижняя). Землетрясение произошло в 08 час. 31 мин. по времени Астаны (02 часов 31 минут по Гринвичу) и сопровождалось многочисленными афтершоками.

Очаг землетрясения находился в 70 километрах на северо-восток от города Алматы, на южном берегу озера Капчагай. Координаты эпицентра: 43.62 градуса северной широты, 77.70 градуса восточной долготы. Магнитуда mpv=5.6, энергетический класс К=13.3. Ближайшей к эпицентру является станция КNDC (удаление 70 км к юго-западу от эпицентра). Станции PDGN (удаление 160 км) и ОТUК (удаление 650 км) уверенно зарегистрировали это событие, и их данные использованы как при срочной обработке, так и при составлении регионального бюллетеня ЦСОССИ.



Рисунок 10. Амплитудно-частотная характеристика сейсмометра СМG-3ESPC, входящего в комплект станций сети CAREMON





Заключение

Сейсмическая сеть станций, находящихся под управлением ИГИ НЯЦ РК, активно развивается. Так, в 2010 г. на территории Казахстана были введены в строй две новые станции PDGN и OTUK, входящие в сеть CAREMON. Данные этих станций, так

же как и данные остальных четырех станций, расположенных на территории Центральной Азии и входящих в сеть CAREMON, используются в Центре данных для мониторинга сейсмической активности как территории Казахстана, так и сопредельных территорий.

Литература

1. Peterson, J. Observation and Modeling of seismic Background Noise: Open-File Report 93-322/Albuquerque, New Mexico, 1993. – 42 p.

САRЕМОN ЖОБАСЫ ШЕГІНДЕ ОРНАТЫЛҒАН ЖАҢА ҚАЗАҚСТАНДЫҚ СТАНЦИЯЛАРЫ

¹⁾Михайлова Н.Н., ²⁾Анжело Стролло, ¹⁾Кунаков В.Г., ¹⁾Великанов А.Е., ¹⁾Синёва З.И.

¹⁾ҚР ҰЯО геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан ²⁾Германия Федеративтік Республиканың Жер зерттеу орталығы

САREMON жобасы шегінде Қазақстан аумағында 2010 ж. орнатылған екі станцияның (PDGN және OTUK) сипаттамасы келтіріледі. Бұл станциялардың деректері оқиғаларды жедел өңдеуінде және аумақтық бюллетеньдерін құрастыруында ҚР ҰЯО ГЗИ Деректер орталығында белсене пайдалнуда.

NEW KAZAKHSTAN STATIONS, ESTABLISHED WITHIN THE FRAMEWORK OF CAREMON

¹⁾N. Mikhaylova, ²⁾A. Strollo, ¹⁾V. Kunakov B.F., ¹⁾A.Velikhanov, ¹⁾Z. Sinyova

¹⁾Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan ²⁾Research Centre of the Earth of Federal Republic of Germany

The paper gives the description of the two stations (PDGN and OTUK), established within the framework of CAREMON in 2010 in Kazakhstan. Dataset from these stations are widely used by Data Centre of IGR NNC RK, as in the immediate data processing, so in the preparation of a regional bulletin.

УДК 550.311:550.341

ОЦЕНКА ЛИНЕЙНОГО ТРЕНДА ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА ПРОДОЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ ДЛЯ СТАНЦИЙ КАЗАХСТАНА И КЫРГЫЗСТАНА

Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б.

Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия

Рассматриваются линейные тренды времени пробега продольной волны в интервале 1965 – 1989 гг. на эпицентральных расстояниях 110 – 975 км по данным сейсмических станций Семипалатинск, Боровое, Талгар, Пржевальск, Фрунзе (Бишкек) и Нарын.

Ранее выполненными исследованиями [1, 3, 4] установлено, что время пробега продольной сейсмической волны на одной и той же трассе не постоянно в календарном времени. Это явление обнаружено по данным регистрации подземных ядерных испытаний на Невадском и Семипалатинском полигонах, когда гипоцентральные параметры были известны с высокой точностью из несейсмологических источников. По модели PREM (Preliminary Reference Earth Model) [2] получена оценка интервала глубин, составляющего 24.4 – 220 км, в котором происходит переход от уплотнения к разуплотнению среды [3, 4]. Эти глубины соответствуют эпицентральным расстояниям порядка 700 – 1200 км.

В связи с вышеотмеченным по экспериментальным данным проведено изучение линейного тренда времени пробега продольной сейсмической волны от площадки Балапан (Bal) Семипалатинского испытательного полигона до сейсмических станций Республики Казахстан: Семипалатинск (SEM), Боровое (BRVK), Талгар (AAB) и станций Республики Кыргызстан: Пржевальск (PRZ), Фрунзе (Бишкек, FRU) и Нарын (NRN). В таблице 1 и на рисунке 1 приведены основные характеристики этих сейсмических трасс и их проекция на поверхность Земли.

Времена пробега продольной волны по данным станций Боровое и Семипалатинск получены непосредственной обработкой сейсмограмм [5, 6]. При этом времена пробега до станции Боровое в период 1966 – 1989 гг. получены с использованием цифровых сейсмограмм станций КОД и СЦР, где поправка службы времени известна с точностью 0.01 с [7]. На станциях Талгар с 1964 г., Фрунзе и Нарын с 1965 г. также велась цифровая регистрация системами КОД [8], однако по ним сохранились только отдельные цифровые сейсмограммы. Поэтому по станциям Талгар, Пржевальск, Фрунзе и Нарын использованы данные оперативных донесений.



Рисунок 1. Проекция изученных сейсмических трасс на поверхность Земли

Трасса,	t , c	Δ, км	N	Т , год	Н _{m,} км	Оценка линейного тренда времени пробега, т	
						мс / год	% / год
Bal – SEM P_g	18	110	66	1977–1989	15.1	-5.71	-31.7×10 ⁻³
Bal – BRVK <i>P</i> n	93	690	89	1968–1989	28.5	-4.55	-4.89×10 ⁻³
Bal – AAB <i>P</i>	101	753	92	1965–1989	29.4	-10.15	-10.0×10 ⁻³
Bal – PRZ P	111	833	78	1965–1989	30.6	-12.8	−11.5×10 ⁻³
Bal – FRU <i>P</i>	113	856	75	1969–1989	31.0	-27.0	-23.9×10 ⁻³
Bal – NRN P	129	975	75	1965–1989	33.1	-7.4	-5.74×10 ⁻³

Таблица 1. Основные характеристики сейсмических трасс и оценки линейного тренда времени пробега сейсмических волн

Примечание: t – среднее время пробега волны P; Δ – среднее эпицентральное расстояние; N – количество испытаний, использованных в анализе; T – период наблюдений; H_m – максимальная глубина сейсмического луча по PREM; (% / год) – оценка линейного тренда относительно времени пробега на данной трассе.

Последние отличаются невысокой точностью, так как в период проведения ядерных испытаний донесения готовились в большой спешке (практически по невысохшим сейсмограммам), когда ещё не была известна последующая поправка станционной службы времени. Явные опечатки в несколько секунд исправлялись в процессе построения локальных годографов. Однако слабые вступления типа еР (emergent P) отредактировать оказалось невозможно.



Наибольшее количество вступлений еР наблюдается на станции Нарын.

Методика исследования линейного тренда времени пробега продольной сейсмической волны аналогична приведенной в [9]. На рисунке 2 приведены построенные в соответствии с этой методикой локальные годографы продольной волны от площадки Балапан до станций Талгар, Пржевальск, Фрунзе, Нарын.

На рисунке 3 показаны соответствующие этим трассам линейные тренды времени пробега.



Рисунок 2. Локальные годографы сейсмических трасс от площадки Балапан до станций



Рисунок 3. Линейные тренды времени пробега продольной волны в календарном времени для станций



Рисунок 3. Линейные тренды времени пробега продольной волны в календарном времени для станций

В таблице 2 приведены результаты послойного анализа линейного тренда времени пробега продольной сейсмической волны в календарном времени по модели PREM.

Как следует из таблицы 2, на трассе Bal–SEM вся траектория сейсмического луча проходит в области земной коры ($H_m = 15.1$ км). При условии равномерного изменения времени пробега *P*-волны в данном слое величина линейного тренда на 1 км траектории луча составит [3]:

k=т/L=-5.71/119.9=-0.0476 мс/год×км

Вторая по протяжённости трасса – это Bal-BRVK, на которой *P*-волна проходит полностью через слой 0 – 24.4 км и частично через следующий слой 24.4 - 220 км (H_m =28.5 км). Так как по условиям PREM строение Земли не зависит от региона, величина линейного тренда в слое 0 – 24.4 км на трассе Bal–BRVK составит [3]:

бт_{24.4}=k×L=-0.0476×77.18=-3.67 мс/год.

Остаток экспериментального значения тренда на этой трассе (-0.88 мс/год) переходит в следующий слой 24.4 – 220 км.

Аналогичные расчёты дают следующую оценку линейного тренда времени пробега продольной волны в календарном времени по модели PREM на других изученных трассах:

Bal-AAB: $\delta \tau_{24.4} = -0.0476 \times 77.18 =$

Bal–PRG:
$$\delta \tau_{24.4}$$
=–0.0476×77.17=

= -3.67 мс/год, $\delta \tau_{24.4-220}$ =-9.13 мс/год;

Bal-FRU: $\delta \tau_{24.4}$ =-0.0476×77.16=

-3.67 мс/год, δτ_{24.4-220}=-23.33 мс/год; Bal-NRN: δτ_{24.4}=-0.0476×77.14=

= -3.67 мс/год, δτ_{24.4-220}=-3.73 мс/год.

Таким образом, на всех рассмотренных трассах, имеющих протяжённость от 110 до 975 км, в интервале 1965 – 1989 гг. наблюдается отрицательный линейный тренд времени пробега продольной волны.

В [3] переход от отрицательного тренда к положительному был определён на трассе площадка Балапан-Свердловск (т =-1.91 мс/год, Δ=1429 км, H_m =228 км). Результаты настоящего исследования не противоречат высказанным в [3] предположениям о переходе тенденции сжатия к тенденции разуплотнения среды в интервале эпицентральных расстояний 700 - 1200 км. По результатам данных исследований этот интервал может быть определён как 975 - 1429 км. В предыдущих исследованиях величина отрицательного тренда времени пробега продольной волны постоянно уменьшалась с увеличением эпицентрального расстояния. На рассмотренных трассах эта тенденция не подтверждается. Возможно, это объясняется тем, что представленные результаты по данным станций Талгар, Пржевальск, Фрунзе (Бишкек) и Нарын получены на основе оперативных донесений.

Таким образом, результаты данного исследования позволили уточнить диапазон эпицентральных расстояний (975 – 1429 км), в котором происходит переход от сжатия к разуплотнению среды в календарном времени. Представляет значительный интерес определить тенденции линейного тренда времени пробега сейсмической волны по наблюдениям для других сейсмических станций бывшего Советского Союза в интервале эпицентральных расстояний от 100 до 1500 км от Семипалатинского испытательного полигона.

Tracco	Deneurom	Значение	Глубина границы слоя по PREM			
Грасса	параметр	(всего)	0 – 24.4 км	24.4 – 220 км		
Bal–SEM	t, c	19.08	19.08	-		
Δ = 110 км	L, км	119.9	119.9	-		
H _m = 15.1 км	бт, мс/год	-	-5.71	_		
τ = -5.71 мс/год						
Bal–BRVK	t, c	89.88	12.44	77.44		
Δ = 690 км	L, км	705.10	77.18	627.92		
H _m = 28.5 км	δт, мс/год	-	-3.67	-0.88		
au = -4.55 мс/год						
Bal–AAB	t, c	97.62	12.44	85.18		
Δ = 753 км	L, км	767.89	77.18	690.71		
H _m = 29.4 км	δт, мс/год	-	-3.67	-6.48		
$\tau = -10.15$ мс/год						
Bal–PRG	t, c	107.43	12.43	95.0		
Δ = 833 км	L, км	847.40	77.17	770.23		
H _m = 30.6 км	δт, мс/год	-	-3.67	-9.13		
τ = -12.8 мс/год						
Bal–FRU	t, c	110.25	12.43	97.82		
Δ = 856 км	L, км	870.29	77.16	793.13		
H _m = 30.9 км	δт, мс/год	-	-3.67	-23.33		
τ = −27.0 мс/го∂						
Bal–NRN	t, c	124.96	12.43	112.53		
Δ = 975 км	L, км	989.48	77.14	912.34		
H _m =32.9 км	бт, мс/год	-	-3.67	-3.73		
au = -7.4 мс/год						
Примечание: По PREM: H _m – максимальная глубина траектории сейсмического луча; t – время пробега продольной сейсмической волны в						
данном слос, Е – протяженность грасктории сечемического луча в данном слос, от – оценка линейного тренда времени про-						
данном слое; L – бега продольной и	протяжённость траекто волны в интервалах 0-2	рии сейсмического луч 4.4 и 24.4-220 км до H _i	на в данном слое; δτ – оценка л n. По эксперименту: τ – экспер	инейного тренда времени про- риментальная оценка линейного		

Таблица 2. Пар	аметры трасс по	о PREM и экспер	риментальные з	начения ли	нейного
mp	<i>эенда времени пр</i>	обега продольно	й сейсмической	волны	

ЛИТЕРАТУРА

1. Ан, В. А. Изменения параметров внутренних геосфер Земли на интервале 1961 – 1992 гг. / В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П. Б. Каазик // Вестник НЯЦ РК, 2007. – № 2. – С. 27 - 32.

тренда времени пробега сейсмической волны в календарном времени на всей трассе; Δ – эпицентральное расстояние.

- Dziewonski, A. M. Preliminary Reference Earth Model / A.M. Dziewonski, D.L. Anderson // Phys. Earth Planet Inter., 1981. V. 25. – P. 297 - 356.
- 3. Ан, В. А. Исследование изменений плотности геосфер по времени пробега сейсмической волны / В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик // Вестник НЯЦ РК, 2009. № 3. С. 155 160.
- Ан, В. А. О линейном тренде времени пробега Р-волны в календарном времени / В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик // Проблемы взаимодействующих геосфер. Сб. ИДГ РАН. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 41 - 53.
- 5. Ан, В. А. Время пробега сейсмической волны Рп на трассе Семипалатинский полигон сейсмическая станция «Боровое» / В.А. Ан, П.Б. Каазик, В.М. Овчинников // Вестник НЯЦ РК «Геофизика и проблемы нераспространения», 2002. – № 2. – С. 55 - 58.
- 6. Ан, В. А. Изменения времени пробега продольной сейсмической волны в календарном времени / В.А. Ан, Н.Н. Михайлова, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик, В.М. Овчинников // Вестник НЯЦ РК, 2005. № 2. С. 41 45.
- 7. Адушкин, В. В. Сейсмические наблюдения и контроль за подземными ядерными взрывами на геофизической
- обсерватории «Боровое» / В.В. Адушкин, В.А. Ан // Известия АН СССР, физика Земли, 1990. № 12. С. 62 69. 8. Ан, В. А. О нормалях магнитных цифровых записей архива Геофизической обсерватории «Боровое» / В.А. Ан, И.П.
- Башилов, П.Б. Каазик, В.А. Коновалов // Вестник НЯЦ РК, 2010. № 3. С. 62 69.
- 9. Ан, В. А. Подземный ядерный взрыв в исследованиях динамики внутреннего строения Земли / В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик, Т.В. Челюбеева // Вестник НЯЦ РК, 2006. № 2. С. 27 32.
ҚАЗАҚСТАН ЖӘНЕ ҚЫРҒЫЗСТАН СТАНЦИЯЛАРЫ ҮШІН ҚУМА СЕЙСМИКАЛЫҚ ТОЛҚЫННЫҢ ЖҮГІРУ УАҚЫТЫНЫҢ СЫЗЫҚТЫҚ ТРЕНДІН БАҒАЛАУ

Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б.

РҒА Герсфера динамикасы институты, Мәскеу, Ресей

Семей, Бурабай, Талғар, Пржевальск, Фрунзе (Бишкек) және Нарын сейсмикалық станциялардың деректері бойынша 1965 - 1989 ж.ж. аралығында 110 - 975 эпиорталықтар қашықтықтарында қума толқындар жүгіру уақытының сызықтық тредтері қаралуда.

P-WAVE TRAVEL TIME LINEAR TREND ESTIMATION FOR KAZAKH AND KYRGYZ SEISMIC STATIONS

V.A. An, L.D. Godunova, P.B. Kaazic

Institute of Dynamics of Geospheres RAS, Moscow, Russia

The linear trends of P-wave travel times has been reviewed for the period from 1965 to 1989 at the epicentral distances 110 - 975 km as recorded by seismic stations near Semipalatinsk, Borovoye, Talgar, Przhevalsk, Frunze (Bishkek) and Naryn.

ОСОБЕННОСТИ ВОЛНОВОЙ КАРТИНЫ ЗАПИСЕЙ РЕГИОНАЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО СТАНЦИИ КАРАТАУ

Синёва З.И.

Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Приведены результаты анализа волновой картины по 223 записям сильных региональных сейсмических событий, зарегистрированных станцией Каратау в 2002 – 2007 гг. На основе сформированной базы данных выделено 10 основных сейсмически активных зон в районе станции; для каждой из зон определены основные параметры региональных сейсмических фаз: логарифм отношения амплитуды волны Pn к амплитуде волн Pg, Sn, Lg, период и кажущаяся скорость волны, расхождения азимута и расхождения медленности. Выявлены статистически значимые различия в средних величинах этих параметров между записями событий из разных сейсмических зон.

Введение

Станция Каратау (KKAR) расположена в пограничной области Южного Казахстана, разделяющей высоко активный в сейсмическом отношении Северный Тянь-Шань и сейсмически малоактивную территорию Казахского щита. На региональных расстояниях от станции Каратау расположены такие разные по геологическому строению и тектонической активности регионы, как Каспийская низменность, Кавказ, Тибетское нагорье, Алтай, Гиндукуш. Следует ожидать, что волновая картина сейсмических событий, произошедших в разных регионах, будет различаться. На рисунке 1 приведен пример, иллюстрирующий такое различие волновой картины сейсмических записей двух сильных коровых сейсмических событий, из разных районов в окрестности станции Каратау, произошедших примерно на одинаковом расстоянии (~800 км). Магнитуда обоих событий также примерно одинаково ~ 6.0.

Как можно видеть из рисунка 1, для события из района Джунгарии (рисунок 1-а) характерно наличие сильных волн Pg и Lg, практически полное отсутствие волны Sn и слабая волна Pn. Для неглубокого события из района Гиндукуша (рисунок 1-б) характерно отсутствие волны Lg, наличие сильных волн Pn и Sn. Приведенный пример объясняет, почему практически сразу же после включения данных станции Каратау в рутинную обработку, аналитики Центра данных Института геофизических исследований НЯЦ РК столкнулись с проблемой корректной идентификации сейсмических фаз Pn и Pg, Sn и Lg. Для обеспечения правильной интерпретации волновой картины записей проведены исследования событий из разных регионов для выявления характерных особенностей записей, определения параметров и типов основных сейсмических фаз.



Рисунок 1. Примеры записей событий, зарегистрированных станцией Каратау из разных районов

ФОРМИРОВАНИЕ БАЗЫ ДАННЫХ И КЛАССИФИКАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗОН

Отбор событий для исследовательской базы данных произведен в несколько этапов. На первом этапе отобраны все события, включенные в бюллетень Международного центра данных (МЦД) за период январь 2002 г. - апрель 2007 г., удовлетворяющие следующим условиям: магнитуда события (mb, Ms, либо mb и Ms) превышает 3.8 единицы, расстояние от эпицентра события до станции Каратау <2000 км. Таких землетрясений оказалось 3817. Из полученной выборки исключены события с глубиной более 50 км. В результате в выборке осталось 2885 событий.

Поскольку на точность локализации события большое влияние оказывает степень окружения эпицентра сейсмостанциями, зарегистрировавшими его, были отобраны только те сейсмические события, для которых азимутальный угол составлял менее 120 град. Число событий в базе данных сократилось до 924. Окончательная выборка сформирована раздельно из событий. произошедших на расстоянии от станции менее 300 км; на расстоянии от 300 до 600 км (имеющих ≥100 сейсмических фаз); на расстоянии ≥600 км (имеющих ≥ 200 сейсмических фаз). В выборке, отвечающей этим условиям, оказалось 267 событий. Для исключения избыточных однородных событий из одного и того же региона, для регионов с количеством событий ≥ 50 отобраны записи, имеющие 600 и более сейсмических фаз. Кроме того, из базы были исключены события, произошедшие в те периоды времени, когда Центр данных по каким-либо причинам не получал данные станции Каратау. Таким образом, в окончательную выборку из бюллетеня МЦД вошли 223 сейсмических события (рисунок 2).



Белый кружок – эпицентр сейсмического события. Красная звездочка - местоположение сейсмической группы Каратау; красная линия – граница сейсмической зоны. Цифра - номер зоны согласно таблице



Исходя из имеющейся информации об активных сейсмических зонах [1], а также с учетом сформированной базы данных по станции Каратау, в изучаемом регионе выделены 10 активных сейсмических зон (рисунок 1): 1- Алтай и Западная Монголия; 2 - Джунгария и Тарбагатай; 3 - Тибетское Нагорье; 4 - Северный Тянь-Шань; 5 - Южный Тянь-Шань; 6 - Северная Индия и Пакистан; 7 - Каспий и Прикаспийская низменность; 8 - Кавказ; 9 - Иранское нагорье; 10 - Памир и Гиндукуш. Для каждой из зон определены и проанализированы следующие характеристики сейсмических фаз: период, кажущаяся скорость, расхождение азимута, расхождение медленности, расхождение времени вступления с мировым годографом IASP91 (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior), относительная интенсивность.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ Волна Pn

Поскольку для анализа отбирались довольно сильные события, с магнитудой более 3.8, волна Pn была зарегистрирована станцией Каратау практически при всех событиях, произошедших на расстояниях более 1.2 градуса (на более близких расстояниях первой вступает прямая волна Р). Сравнение интенсивности волны Pn между записями событий из разных регионов проведено по следующей методике. Определялась магнитуда mb для событий только по волне Pn, зарегистрированной станцией Каратау, из которой вычитались значения магнитуд mb и Ms, подсчитанные для всех станций сети Международной системы мониторинга (ISC), зарегистрировавших данное событие. По разности магнитуд: mb(KKAR) – mb(ISC) и mb(KKAR) – Ms(ISC) построены карты (рисунок 3).



Рисунок 3. Сравнение магнитуды mb, вычисленной по Pn волне, зарегистрированной станцией Каратау, с магнитудами mb (a) и Ms (б), вычисленными для сети станций ISC

Как видно из рисунков 3-а и 3-б, наблюдается примерно сходная картина. В районе Каспия и Алтая значения магнитуды по Pn волне близки к значениям магнитуды, определенной по сети станций ISC, следовательно, затухание волны Pn для этих трасс близко к стандартному затуханию, используемому при расчете магнитудных калибровочных кривых IASP91. В районе Гиндукуша, непосредственно к югу от станции Каратау, значения магнитуды по Pn волне превышает значения магнитуды, определенные по международной сети станций, тогда как в районе Иссык-Куля, наоборот, наблюдается резкое падение интенсивности волны Pn. В таблице 1 приведены средние значения основных исследованных параметров волны Pn для каждой из 10 выделенных зон в окружении станции Каратау: период волны, азимутальное расхождение (между значениями азимута, полученными методом f-k анализа и рассчитанным азимутом на эпицентр), расхождение медленности (между значениями медленности, полученными методом f-k анализа, и теоретическим), расхождение времен вступления (между наблюденными вступлениями волны Pn и временем прихода волны Pn согласно годографу IASP91), а также значение кажущейся скорости прихода волны.

N	Сейсмическая зона	Число фаз Pn	Кажущаяся скорость (км/с)	Расхождение времени (с)	Расхождение медленности (с/град)	Расхождение азимута (град)	Период (с)
1	Алтай и Западная Монголия	14	8.07	-0,872	0.371	-3.028	0.75
2	Джунгария и Тарба- гатай	4	8.47	0.284	-0.585	-1.767	0.57
3	Тибетское нагорье	19	8.89	-1.264	-0.380	-1.976	0.676
4	Северный Тянь- Шань	40	8.08	1.874	0.002	-0.573	0.46
5	Южный Тянь-Шань	36	8.71	1.715	-1.08	-2.350	0.47
6	Северная Индия и Пакистан	17	9.07	0.363	-0.263	-0.747	0.77
7	Каспий и Прикаспий- ская низменность	4	7.64	-1.808	1.472	-1.04	0.71
8	Кавказ	8	10.46	-0.645	-1.099	10.577	0.9
9	Иранское нагорье	30	9.14	0.43	0.797	-0.017	1.03
10	Памир и Гиндукуш.	45	9.27	2.408	-1.659	-2.49	0.56

Таблица 1. Значения основных сейсмических параметров волны Рп

Период колебаний в волне Pn для станции Каратау в целом соответствует ожидаемым значениям [2]. На близких расстояниях от станции наблюдаются значения периодов 0.4 – 0.6 сек, с удалением от станции значения периодов возрастают до 1 и более секунд. Малые значения периодов (а, значит, высокие значения частот) на Тибетском нагорье наблюдаются и на значительном удалении от станции.

Проведен анализ полученных данных по расхождению медленности (величине, обратной кажущейся скорости) волны и скоростям пробега волны Pn. Отрицательные расхождения медленности означают, что наблюденное значение медленности меньше, чем теоретически предсказанное, а это соответствует более высоким значениям реальной кажущейся скорости. Отрицательное расхождение времени вступления означает, что волна пришла на станцию раньше, чем согласно годографу IASP91 (то есть, скорость волны оказалась выше, чем по годографу). Поэтому можно было бы ожидать прямую корреляцию между расхождениями медленности и расхождениями времени вступления. Однако, судя по таблице 1, такое соответствие наблюдается далеко не всегда. На больших удалениях от станции - в районе Алтая, и Иранского нагорья, - значения как медленности, так и времен пробега волн близки к значениям, предсказываемым годографом IASP91. Тогда как, в районе Южного Тянь-Шаня, Гиндукуша и Тибетского нагорья наблюдается, на первый взгляд, парадоксальная картина. Получены довольно сильные отрицательные отклонения медленности (а, следовательно, высокие значения кажущейся скорости), и, в то же время, положительные отклонения времен пробега (а, следовательно, волна Pn приходит позже, чем должна прийти согласно годографу IASP91, и ее реальная скорость меньше, чем скорость согласно этому годографу). Установленный факт можно объяснить тем, что в этих районах наблюдается значительное увеличение глубины Мохо от ~40 км (характерных для платформенной части Казахстана) до 50 и более километров [3]. Таким образом, отрицательные отклонения медленности волны Pn могут быть связаны с большой глубиной Мохо, а положительные - с малой глубиной Мохо.

Волна Рд

На рисунке 4 показано площадное распределение логарифма отношения амплитуды волны Pn к амплитуде волны Pg.



Кружки: белый - фаза Pg не регистрируется; черный - амплитуда волны Pn ≤100 Pg (или волна Pn отсутствует)

Рисунок 4. Площадное распределение логарифма отношения амплитуды волны Рп к амплитуде волны Рg

Как следует из рисунка 4, практически во всем исследуемом регионе эта величина отрицательная, то есть, волна Pg имеет более высокие значения амплитуды, чем волна Pn. Особенно большая разница (в десятки раз) наблюдается в районе озера Иссык-Куль. При переходе от Южного Тянь-Шаня к району Тибета и Гиндукуша относительная амплитуда волны Pg резко падает и довольно скоро волна Pg исчезает совсем.

В таблице 2 приведены средние значения основных исследованных параметров волны Pg для 2, 4, 5 и десятой (то есть, ближайших к станции) зон: период, азимутальное расхождение, расхождение медленности, расхождение времени вступления (между наблюденными значениями и значениями времени прихода волны Pg согласно годографу IASP91), кажущаяся скорость волны Pg.

N	Сейсмическая зона	Число фаз	Кажущаяся скорость (км/с)	Расхождение времени (с)	Расхождение медленности (с/град)	Расхождение азимута (град)	Период (с)
1	Алтай и Западная Монголия	-	-	-	-	-	-
2	Джунгария и Тарба- гатай	3	7.11	0.334	-2.563	-7.303	0.55
3	Тибетское нагорье	-	-	-	-	-	-
4	Северный Тянь- Шань	31	6.91	-0.118	-1.698	-1.216	0.55
5	Южный Тянь-Шань	26	6.58	-0.814	-1.968	1.332	0.62
6	Северная Индия и Пакистан	-	-	-	-	-	-
7	Каспий и Прика- спийская низмен- ность	-	-	-	-	-	-
8	Кавказ	-	-	-	-	-	-
9	Иранское нагорье	-	-	-	-	-	-
10	Памир и Гиндукуш.	5	6.5	3.89	-0.982	5.92	0.68

Таблица 2.	Значения	основных	сейсмических	параметров	волны	Pg
						- 0

Как можно было ожидать, наименьшие значения периодов (а, следовательно, наиболее высокие значения частот) фазы Рд наблюдаются для событий, близко расположенных к станции Каратау. Однако на более далеких расстояниях картина усложняется. Относительно меньшие периоды, примерно 0.5 – 0.6 сек, относятся к событиям в областях с пониженным рельефом (Ферганская впадина, район Иссык-Куля). С повышением уровня рельефа, то есть в горной местности, период волны Pg возрастает до ~0.8 сек. Следует также отметить аномальное поведение волны Рд в западной части Ферганской впадины, в районе несколько западнее Ферганского хребта. В этом районе наблюдаются заметные отрицательные отклонения времени вступления волны, что свидетельствует о более высоких скоростях пробега волны. В то же время, наблюдаются более низкие значения кажущейся скорости волны Pg, по сравнению с остальными районами. Для этого района характерны также заметные отрицательные отклонения азимута, что может свидетельствовать о резком

изменении скоростных характеристик верхнего слоя земной коры в районе Таласо-Ферганского разлома.

Волна Sn

На рисунке 5 показано площадное распределение логарифма отношения амплитуды волны Pn к амплитуде волны Sn.

Из рисунка 5 видно, что волна Sn очень слабо проявлена в записях землетрясений, произошедших в районе Северного Тянь-Шаня, а вблизи озера Иссык-Куль волна Sn не наблюдается совсем. В южной части Тянь-Шаня и в районе Памира и Гиндукуша, напротив, волна Sn четко выделяется на записях и имеет довольно высокие значения амплитуды по сравнению с волной Pn.

В таблице 3 приведены средние значения основных исследованных параметров волны Sn для каждой из 10 изученных зон: период, азимутальное расхождение, расхождение медленности, расхождение времени вступления (между наблюденными значениями и значениями времени прихода волны Sn согласно годографу IASP91), кажущаяся скорость.



Белый кружок - фаза Sn не регистрируется станцией

Рисунок 5. Площадное распределения логарифма отношения амплитуды волны Pn к амплитуде волны Sn

Как и можно было ожидать, период волны Sn имеет малые значения (~0.6 – 0.7 сек) для событий, произошедших в Северном и Южном Тянь-Шане, то есть в зонах, ближайших к станции Каоатау, и постепенно повышается с удалением от станции, достигая значений около 1 сек в районах Индии, Пакистана, а также Алтая. Следует отметить, что, также как и в случае с волной Pn, наблюдается зона аномально низких значений периодов волны Sn (a, следовательно, высоких частот) в Южной части Тибетского нагорья. Также, как и у волны Pn, с удалением от станции растут значения расхождения времен пробега волны Sn. по сравнению с определенными по годографу IASP91. Но, если для волны Pn эти отклонения составляют ~3 - 4 сек для самых удаленных событий, то у волны Sn отклонения времен пробега ≥10 сек. Особенно заметны эти отклонения в районе Тибетского нагорья, а также в районе Северного Кавказа. Наблюдается большой разброс в значениях медленности волны Sn, причем как положительных, так и отрицательных. Это можно объяснить относительной слабостью проявления волны Sn в изучаемом регионе, а, следовательно, сложностью определения медленности ввиду наложения волны Sn, например, на коду Р-волн.

Таблииа 3.	Значения	основных	сейсмических	параметров	волны Sn
raomiga 5.	Sila lentist	001100110111	concine recreation	mapamempoo	00.11101 011

Ν	Сейсмическая зона	Число фаз	Кажущаяся скорость (км/с)	Расхождение времени (с)	Расхождение медленности (с/град)	Расхождение азимута (град)	Период (с)
1	Алтай и Западная Монголия	13	5.03	-3.25	-2.108	-1.537	0.92
2	Джунгария и Тарба- гатай	-	-	-	-	-	-
3	Тибетское нагорье	17	4.88	-7.82	-1.254	10.19	0.856
4	Северный Тянь- Шань	7	4.84	-0.213	-1.772	-1.051	0.57
5	Южный Тянь-Шань	22	5.07	0.992	-2.167	0.426	0.63
6	Северная Индия и Пакистан	16	4.79	-5.923	-0.362	3.368	1.05
7	Каспий и Прикаспий- ская низменность	4	4.53	-6.344	0.207	13.828	0.95
8	Кавказ	7	4.82	-3.802	-0.063	7.39	1.23
9	Иранское нагорье	20	4.91	0.213	0.413	8.708	1.20
10	Памир и Гиндукуш.	43	4.90	-1.235	-1.65	6.59	0.68

Волна Lg

На рисунке 6 показано площадное распределение логарифма отношения амплитуды волны Pn к амплитуде волны Lg.

Как видно из рисунка 6, практически во всех областях, где наблюдается волна Lg, ее амплитуда в десятки, а в районе Иссык-Куля и в сотни, раз превосходит амплитуду волны Pn. Волна Lg не наблюдается в районе Тибетского нагорья, а также в районе Каспийского моря, Кавказа и Иранского нагорья.



Кружки: белый - фаза Lg не регистрируется; черный - амплитуда волны Pn ≤100 Lg (или волна Lg отсутствует)

Рисунок 6. Площадное распределение логарифма отношения амплитуды волны Рп к амплитуде волны Lg В таблице 4 приведены средние значения основных исследованных параметров волны Lg для тех 7 зон, где она наблюдалась: период, азимутальное расхождение, расхождение медленности, расхождение времени вступления (между наблюденными значениями и значениями времени прихода волны Lg согласно годографу IASP91), кажущаяся скорость. Также как и у остальных фаз, у волны Lg для событий, произошедших вблизи станции Каратау, наблюдаются относительно малые значения периодов ~0.6 - 0.7 сек, а с удалением источника от стан-

ции (например, для событий в районе Алтая) значения периодов вырастают до 1 – 1.2 сек. Для волны Lg наблюдаются более высокие, по сравнению с годографом IASP91, значения кажущейся скорости ~3.8 и даже 4.0 км/сек, тогда как, согласно этому годографу, скорость волны Lg равняется 3.54 км/сек. Практически во всем регионе наблюдается более ранний приход волны Lg, примерно на 3 – 5 сек, по сравнению с теоретическим временем прихода (по IASP91).

				-	_	-	1
Ν	Сейсмическая зона	Число фаз	Кажущаяся скорость (км/с),	Расхождение времени (с)	Расхождение медленности (с/град)	Расхождение азимута (град)	Период (с)
1	Алтай и Западная Монголия	14	3.85	-3.957	-2.894	-5.94	1.25
2	Джунгария и Тарба- гатай	4	3.96	-5.41	-3.625	-1.945	0.79
3	Тибетское нагорье	3	4.19	3.805	-5.15	-2.78	1.25
4	Северный Тянь- Шань	38	3.98	-2.13	-3.65	-1.387	0.6
5	Южный Тянь-Шань	30	3.85	-4.317	-3.195	2.94	0.79
6	Северная Индия и Пакистан	-	-	-	-	-	-
7	Каспий и Прика- спийская низмен- ность	-	-	-	-	-	-
8	Кавказ	-	-	-	-	-	-
9	Иранское нагорье	-	-	-	-	-	-
10	Памир и Гиндукуш.	26	3.89	1.289	-2.698	8.293	1.12

Таблица 4. Значения основных сейсмических параметров волны Lg

Заключение

Из изучения основных особенностей волновой картины записей, полученных для событий, произошедших в каждой из 10 активных сейсмических зон в окружении станции Каратау, можно сделать следующие выводы.

Для событий из 1 зоны (Алтай и Западная Монголия) на записях четко выделяются региональные фазы Pn, Sn и Lg. Кажущаяся скорость близка к значениям, соответствующим годографу IASPEI91.

Для записей событий из 2 зоны (Джунгария и Тарбагатай) характерно наличие сильных фаз Pg и Lg. Волна Pn обнаруживается только у самых сильных событий, а волна Sn – практически не определяется. Для этой зоны характерны более высокие значения кажущейся скорости волн Pg и Lg по сравнению со стандартным годографом IASPEI91.

Для событий из зоны 3 (Тибетское нагорье) характерно очень сильное вступление волны Pn. Волна Sn, как правило, проявляется, хотя и является не очень сильной. Волна Pg отсутствует, а волна Lg наблюдается только для событий, расположенных в районах, примыкающих к Южному Тянь-Шаню.

Для событий из 4 зоны (Северный Тянь-Шань), ближайшей к станции Каратау, характерно наличие сильных волн Pg и Lg, слабо выраженная волна Pn, а также отсутствие волны Sn. Волновая картина событий для 5 зоны (Южный Тянь-Шань) сходна с волновой картиной событий из второй (Джунгария и Тарбагатай) и четвертой (Северный Тянь-Шань) зон. Также как и для событий из четвертой зоны, для событий из Северного Тянь-Шаня характерно наличие сильных волн Pg и Lg. Однако с удалением источника от станции Каратау, начинают преобладать волны Pn и Sn, и волновая картина становится сходной с событиями из второй зоны.

Для шестой зоны (Северная Индия и Пакистан) характерно наличие сильных волн Pn и Sn. Волна Pg не выделяется. Волна Lg наблюдается только для ближайших к станции событий.

Для седьмой (Каспий и Прикаспийская низменность) и восьмой (Кавказ) зон характерно наличие сильных вступлений волн Pn и Sn, а также отсутствие волны Lg.

События из девятой зоны (Иранское нагорье) можно разделить на две группы. События, расположенные в западной части Иранского нагорья имеют волновую картину, сходную с кавказскими событиями - сильные волны Pn и Sn, отсутствие волны Lg. Для событий, расположенных в восточной части Иранского нагорья, наряду с волнами Pn и Sn также наблюдается и волна Lg, хотя она и является относительно более слабой, чем у тянь-шаньских событий. Десятая зона (Памир и Гиндукуш) характеризуется высоким уровнем сейсмической активности. В этом районе наблюдаются как глубокие (до 200 км), так и относительно неглубокие события (в данном исследовании для всех зон были отобраны события с глубиной менее 50 км). Для событий из этой зоны характерно наличие ярко выраженных волн Pn и Sn. Волна Lg хорошо выделяется для событий, расположенных в районах, примыкающих к Южному Тянь-Шаню. У событий, расположенных в южной части десятой зоны, волна Lg более слабая и часто вообще не наблюдается.

В целом следует отметить, что в районе озера Иссык-Куль (Южный Тянь-Шань) наблюдается резкое падение интенсивности волны Pn и практически полное отсутствие волны Sn. В то же время, этот район характеризуется наличием очень сильных волн Pg и Lg. Волна Lg уверенно выделяется для событий, произошедших к востоку и северо-востоку от станции (район Алтая и Монголии), вплоть до расстояния 20 град. В то же время волна Lg не наблюдается на записях событий из районов Каспия, Кавказа, Тибета, то есть, к западу и юго-западу от станции Каратау. В свою очередь, для этих районов характерно наличие сильных волн Pn и Sn.

Таким образом, можно заключить, что волновая картина сейсмических событий, зарегистрированных на региональных расстояниях от станции Каратау, является весьма сложной и неоднородной. Ее особенности, устойчиво проявляющиеся для конкретных очаговых зон, необходимо учитывать при интерпретации волновой картины и идентификации фаз в рутинной обработке, что будет способствовать повышению точности локализации событий при сейсмическом мониторинге.

Литература

1. Хаин, В.Е. Общая геотектоника / В.Е. Хаин, А.Е. Михайлов – М.: Недра, 1985 – 326 с.

2. Антонова, Л.В. Экспериментальные сейсмические исследования недр Земли / Л.В. Антонова [и др.]. – М.: Наука, 1978. – 160 с.

3. Курскеев, А.К. Сейсмическое районирование республики Казахстан / А.К. Курскеев [и др.]. - Алматы: Эверо, 2000. – 220 с.

ҚАРАТАУ СТАНЦИЯСЫ БОЙЫНШ АУМАҚТЫҚ ЖЕРСІЛКІНУЛЕРІ ЖАЗБАЛАРЫНЫҢ ТОЛҚЫНДЫҚ СУРЕТІНІҢ ЕРЕКШЕЛІКТЕРІ

Синёва З.И.

ҚР ҰЯО геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

2002 - 2007 ж.ж. 223 аумақтық сейсмикалық оқиғалар бойынша Қаратау станциясы жазбаларының толқындық суретін талдау нәтижелері келтірілген. Түрлендіруі орындалған және станция ауданында 10 негізгі сейсмикалық белсенді зоналары айқындалған; сол зоналардың әрқайсысына аумақтық сейсмикалық фазаларының параметрлері анықталған: Рп толқынның амплитудасы Рg, Sn, Lg толқындар амплитудаларына сәйкес қатынасының логарифмі, толқынның көрінетін жылдамдығы, азимут айырмашылығы және және баяулық айырмашылығы. Әр сейсмикалық зоналардан оқиғалар жазбалары арасында сол параметрлердің орталанырылған шамаларының статистикалық маңызды айырмашылықтары айқындалған.

WAVE PATTERN PECULIARITIES OF THE REGIONAL EVENTS AS RECORDED BY KARATAU SEISMIC STATION

Z.I. Sinyova

Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

The characteristics of wave patterns of regional seismograms recorded by Karatay seismic array were studied. For this task the database, containing 223 records of strong eartquakes, occurred in the Karatay array vicinity during 2002 – 2007, was created. The area around Karatay array was divided into 10 seismically active zones. For each of the zone the following parameters were computed: logarithm of the ratio of the Pn phase amplitude, to the amplitudes, accordingly, of the Pg, Sn and Lg phases; the apparent phase velocity; the azimuthal and slowness deviations; phase period. The statistically significant distinctions between different zones were found.

УДК 550.344

ГРОЗЫ НА ЗАПИСЯХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ НЯЦ РК

Михайлова Н.Н.

Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Приведены результаты изучения сейсмических сигналов от гроз, происходящих вблизи станций, ранее относившиеся к неизвестным сейсмическим помехам. Оценены параметры сигналов, выявлены характерные особенности, по которым аналитики в Центре данных смогут однозначно идентифицировать эти события. Полученные результаты имеют прямое практическое значение для совершенствования методики интерпретации записей, получаемых при сейсмическом мониторинге.

Центр сбора и обработки специальной сейсмической информации Института геофизических исследований НЯЦ РК ведет круглосуточный мониторинг сейсмических событий разной природы. В большинстве своем - это тектонические землетрясения и взрывы. В настоящее время аналитики в практике рутинной обработки научились успешно выделять их сигналы на сейсмограммах. Разрабатываются алгоритмы распознавания событий – землетрясений, ядерных и промышленных взрывов. Но, как известно, сейсмические станции могут регистрировать множество других явлений естественной природы. Сигналы от них, зачастую, так и остаются нераспознанными или относятся к разряду сейсмических помех.

Оперативная и правильная идентификация сигналов на сейсмических записях, вызванных грозовыми явлениями, важна для Центра сбора и обработки данных исходя из двух позиций. Во-первых. визуальная оценка записей на основе поступающих в режиме реального времени данных со станций, удаленных на тысячи километров от Центра и работающих в автономном режиме, позволит оперативно установить в ряде случаев причину прерывания получения данных. Для станций НЯЦ РК [1], как показал опыт их эксплуатации в последнее годы, грозы являются одним из основных факторов, приводящих к выходу из строя оборудования и перерывам в регистрации сигналов. Так, например, только в 2004 г. из-за ударов молнии выходило из строя оборудование станций Каратау, Маканчи, AS057-Боровое, инфразвуковой станции IS31-Актюбинск. При этом, на станции AS057-Боровое простои и отсутствие данных определялись грозами на 100%.

Во-вторых, правильная идентификация сигналов от грозы позволит аналитикам Центра данных не допустить ошибок в обнаружении сигналов и распознавании природы событий.

Как показал анализ литературных источников по обработке и интерпретации сейсмограмм, какие-либо сведения о сейсмической регистрации гроз, рекомендации по идентификации записей грозовых явлений, отсутствуют. Конкретным поводом для проведения подобных исследований послужил выход из строя оборудования на важнейшей сейсмической группе Международной системы мониторинга PS23Маканчи [2]. Перерыв в получении данных станциями этой группы, входящей в первичную сеть Международной системы мониторинга, сразу становится предметом анализа со стороны специалистов Международного центра данных ОДВЗЯИ. 1 августа 2004 г. почти одновременно Центр данных в г. Алматы прекратил получение данных с шести сейсмических элементов этой группы из десяти (рисунок 1). При этом каналы спутниковой связи между Центром и станциями находились в рабочем состоянии.



Рисунок 1. Схема расположения элементов сейсмической группы PS23-Маканчи

Анализ записей сейсмической группы PS23-Маканчи за время, предшествующее остановке в получении данных, показал, что элементы группы выходили из строя не одновременно, а последовательно с разницей во времени от нескольких минут до нескольких секунд (рисунок 2).

На рисунке 2 видно, что на каналах, которые продолжали работу, присутствуют какие-то записи, непохожие на запись землетрясений. В течение часа, когда работала еще вся группа (примерно с 11 часов UTC), имеется большое число аналогичных «помех», которые зарегистрированы практически одновременно на всех элементах группы Маканчи (рисунок 3). В тот же промежуток времени на другой сейсмической группе сети НЯЦ РК, находящейся за тысячи километров от PS23-Маканчи, - станции Акбулак [3], также зарегистрированы «помехи», аналогичные наблюдаемым на записях PS23-Маканчи (рисунок 3).



Рисунок 2. Сейсмические записи станции Маканчи за время, непостредственно предшествующее выходу из строя оборудования 1 августа 2004 года

Множество таких непонятных сигналов, возникавших через промежутки в 1 - 2 минуты и продолжавшихся в течение 45 минут - 1 часа, имеют характерную форму записи и длительность. Их можно четко видеть на рисунке 4 по каналам, продолжавшим свою работу. Выяснение причин появления такого рода сигналов показало, что в это время в районе станций происходили грозы. По данным метеослужбы г. Актюбинска гроза в Акбулаке была оценена в 6 баллов по 8-ми - балльной шкале. В Маканчи и ближайших населенных пунктах метеостанции отсутствуют, поэтому использованы свидетельства очевидцев о происходившей «сухой» грозе, не сопровождавшейся дождем или ливнем. Разряды молнии ударяли в землю, после чего очевидцы отмечали колебания земли как при взрыве или землетрясении. Удары молнии привели к возникновению сильных индуцированных токов в земле, которые оказались губительными для электронных схем дигитайзеров станции PS-Маканчи и к прекращению работы регистрирующего оборудования. При этом система молниезащиты станций оказалась неповре-



Рисунок 3. Сейсмические записи групп Маканчи и Акбулак с сигналами от гроз 1 августа 2004г.

жденной. На станции Акбулаке гроза не привела к выходу из строя оборудования благодаря другой системе молниезащиты.

Сигналы, аналогичные зарегистрированным 1 августа 2004 г., впоследствии были обнаружены и на записях станции AS057-Боровое при грозах, произошедших в другие дни. Надежно установлен характерный вид таких сигналов и проведен анализ максимальной амплитуды, преобладающего периода, длительности колебаний при одном разряде, а также преимущественный азимут и кажущаяся скорость. Для анализа использованы программные пакеты DATASCOPE [4] и PMCC (прогрессивной многоканальной корреляции) [5]. Была создана выборка записей отдельных грозовых событий по двум сейсмическим группам - Акбулак и PS23-Маканчи. На рисунке 4 показаны полные записи двух сигналов, зарегистрированных вертикальным узкополосным каналом.

Записи являются очень характерными: в начале, как правило, очень короткий высокочастотный импульс, через некоторое время – колебания протяженностью до нескольких десятков секунд.



Рисунок 4. Примеры записей сигналов от грозы станцией PS23-Маканчи 01 августа 2004 г.

По таким записям проведены замеры максимальной амплитуды для одного события в значениях скорость колебаний (нм/с) и полная длительность (d, c). В таблице приведены сводные характеристики по ряду гроз за один и тот же день в Акбулаке и Маканчи.

Как видно из таблицы, амплитуда колебательных скоростей на PS23-Маканчи при самых сильных разрядах была более чем в 2 раза выше, чем на станции Акбулак (140 нм/с против 70 нм/с). Заметно изменение максимальной амплитуды во времени. Сначала интенсивность разрядов нарастала, затем уменьшилась и, наконец, грозовая деятельность вообще угасала (рисунок 5).

Анализ методом РМСС проведен по записям обеих станций. На рисунке 6 показаны результаты применения этого метода к данным станции Акбулак.



Значок: залитый – станция PS23-Маканчи, не залитый – станция Акбулак

Рисунок 5. Максимальные значения амплитуды записей грозовых явлений

PS23-I	Маканчи		Акбулак				
Время первого сигнала	А _{тах} , нм/с	d, c	Время первого сигнала	А _{тах} , нм/с	d, c		
11:07:22,0	31	30	11:20:05,8	23,8	21		
11:17:10,0	58	37	11:24:07,0	34,4	20		
11:19:43,3	140,6	23	11:27:01,5	46,4	24		
11:21:22,2	73,7	22	11:28:51,0	14,5	26		
11:23:27,6	118,4	21	11:34:01,2	20,9	24		
11:24:32,2	26	31	11:35:39,4	8,0	17		
11:26:57,2	50,4	34(2)	11:41:38,2	20,3	26		
11:28:21,8	37	32	11:46:27,8	69,8	23		
11:29:37,4	20,6	32	11:48:00,5	11,8	18		
11:33:18,6	27,3	21	11:49:22,6	5,5	18		
11:34:46,0	20,6	19					
11:36:12,2	76,6	20					
11:36:26,3	21,9	25					
11:37:45,7	84,4	18					
11:41:19,2	6,6	22					
11:44:23,0	8,8	20					
12:01:58.6	5.6	36					

	17		~
Lahmma	Χαηακτρημετική	сигналов от	200206617 96764111
raominia.	mapannepaenana	cuchanoo om a	



Рисунок 6. Результаты анализа методом РМСС сигналов от гроз по станции Акбулак 1 августа 2004 года

Показаны сейсмограммы, зарегистрированные девятью однокомпонентными сейсмометрами. Две верхние трассы – результат обработки. Видно, что очень хорошо коррелируется и детектируется начальная часть сигнала. Частотный состав характеризуется очень высокими частотами (возможно, даже более 15 Гц).

На рисунке 7 для тех же обработанных сигналов представлены азимутальные диаграммы. Цветовой шкалой справа от диаграмм показано соответствующее время на сейсмограмме.

Можно отметить, что для первого импульса (синие точки) кажущаяся скорость очень велика (не менее 160 км/с). Она может быть еще выше, поскольку есть ограничения частотой оцифровки сигналов. Этот сигнал явно связан с разрядом молнии. Для него можно выделить преимущественное направление: азимут в первом примере равен 174°, во втором - 198°. Для колебаний, начинающихся примерно через 10 с, нет преимущественного направления прихода волны. Скорости распространения сигналов для отдельных детектирований определяются первыми километрами в секунду. Последующие колебания совершенно не коррелируются. На рисунке 8 сравнены сейсмические записи событий разной природы, зарегистрированные вблизи станции Акбулак.



Рисунок 7. Азимутальные диаграммы обработки записей сигналов от гроз методом РМСС по станции Акбулак



Рисунок 8. Сравнение сейсмических записей событий разной природы: верхняя - взрыв. (5/14/2004, t0=14:25:34.7, φ=49.8782°, λ=60.4626°); нижняя – гроза 8/01/2004 г. (t0=11:46:28). Z-компонента. Станция Акбулак (ABKAR)

Верхняя сейсмограмма - химический взрыв 14 мая 2004 г., произведенный в карьере Карабутак, нижняя сейсмограмма – гроза 01 августа 2004 г. Записи взрывов имеют четко выраженные поверхностные волны, которые являются низкочастотными с периодом около 1 с, запись грозы очень высокочастотна (8 - 10 Гц) и состоит из ряда цугов с быстрым нарастанием и быстрым затуханием амплитуды. Сопоставление значений амплитуды колебательной скорости с инструментальной шкалой сейсмической интенсивности показал, что такие колебания вполне могут быть ощутимы как землетрясения с интенсивностью 2 - 3 балла. Длительность колебаний также вполне сопоставима с длительностью землетрясения. Одно «событие» продолжается в среднем 20-30 секунд. Таким образом, первый анализ сейсмических записей грозовых явлений установил характерные особенности, позволяющие уверенно распознавать грозы среди других сигналов. В первую очередь – это «игольчатые» импульсы на Z-компонентах, неоднократно повторяющиеся во времени (удары молнии). Второе - обязательное следование через несколько секунд более продолжительных и более низкочастотных колебаний, которые отмечаются и на горизонтальных компонентах (раскаты). Общая длительность колебаний от одного грозового удара составляет 20 – 30 секунд. Конечно, при каждой грозе есть специфические особенности в записях, проявляющиеся в амплитудах сигналов, в разнице времени между первым импульсом и последующими колебаниями. Но общий вид остается одинаковым в главных чертах.

Аналитики Центра данных в г.Алматы научились достаточно надежно выявлять сигналы от гроз на записях. Эти сигналы были обнаружены практически на всех станциях сети НЯЦ РК. Поскольку данная статья имеет целью показать и другим специалистам, обрабатывающим и интерпретирующим сейсмические записи, как выглядят записи гроз, ниже приве-

COPULATION AND A DESCRIPTION	1205		100 H	1 22 1	
All and a second s	444				
	www.weiter.com.weiter.com.	nerent Winter this termine the	Variation of the second	and a second second second	*****
Sand a state of the second				and the second	
and the second					
AND A T	• •				
1.4					
		1.4			

	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		·····		
		C. Carlos		in the state	
		and the second sec	No	and the second second	
	and the second second second second second	an and a star the second	anna ann an ann an an an an an an an an	and the second second	
and and and and a	ex serve serve serve serve	NUX NUX NUX 20	and anot and	any any an	(ANTE
		A STATE OF THE OWNER			

Рисунок 9. Сейсмограммы 11 июля 2011 г. (без предварительной фильтрации). Сейсмическая группа Акбулак



Рисунок 11. Сейсмограммы сейсмической группы Каратау за 30 июня 2011 года. Без предварительной фильтрации



Рисунок 13. Сейсмограммы за 1 июля 2011 г (фильтр 3 – 6 Гц). Сейсмическая группа PS23- Маканчи

дены еще несколько примеров таких записей по грозам 2011 г. На рисунках 9 – 14 приведены примеры записей, полученных на станциях Акбулак, Каратау, PS23-Маканчи. Специально даны обзорные сейсмограммы, а также вид отдельных грозовых сигналов.

Приведенные примеры подтверждают установленные выше основные закономерности проявления сигналов от гроз на сейсмических записях. Следует отметить, что после сильнейшей грозы 2004 г., когда вышли из строя сразу несколько элементов группы PS23-Маканчи, была полностью пересмотрена концепция системы заземления на станциях НЯЦ РК. Проведенная впоследствии модернизация этих систем позволила сделать станции более устоячивыми к воздействию молний.



Рисунок 10. Вид записи отдельного грозового сигнал (без предварительной фильтрации). Сейсмическая группа Акбулак



Рисунок 12. Вид записи отдельного грозового сигнала по сейсмической группе Каратау. Без предварительной фильтрации



Рисунок 14. Вид записи отдельного грозового сигнала (фильтр 3 – 6 Гц). Сейсмическая группа PS23- Маканчи

Заключение

1. Детальный анализ записей, полученных сейсмическими группами, позволил установить, что в число регистрируемых классов событий входят грозы, происходящие вблизи мест расположения станций.

2. Сейсмические записи гроз обладают характерной формой, знание особенностей которой позволяет уверенно идентифицировать эту природу сигналов.

3. В настоящее время аналитики Центра данных практически безошибочно определяют наличие сигналов от гроз на сейсмограммах станций НЯЦ РК, что помогает им в составлении сейсмологических бюллетеней.

4. Выявление гроз по записям позволяет аналитикам в Центре данных судить о ситуации вблизи сейсмических станций, расположенных за тысячи километров от Центра, устанавливать возможные причины в перерывах поступления данных или проблемах с оборудованием, что важно в работах по сейсмическому мониторингу.

Литература

- 1. Беляшова, Н.Н. Система мониторинга ядерных испытаний НЯЦ РК: развитие и возможности / Н.Н. Беляшова, Н.Н. Михайлова // Вестник НЯЦ РК, 2007. – Вып. 2. – С. 5 – 8.
- Марченко, В.Г. Новая сейсмическая группа Маканчи в Казахстане / В.Г. Марченко, А.И. Неделков, И.И. Комаров // Геофизика и проблемы нераспространения: Вестник НЯЦ РК, 2002. – Вып. 2(10). – С. 9 - 13.
- Тейнор, Л. Новая сейсмическая группа Акбулак: выбор места размещения, аппаратура, система коммуникаций / Тейнор Л. [и др.] / Геофизика и проблемы нераспространения: Вестник НЯЦ РК, 2004. – Вып. 2(18). – С. 5 - 12.
- 4. Anderson, J. Center for seismic studies. Version 3 Database: Schema reference manual / J. Anderson, W.E. Farell [et al] // Technical Report, Arlington 1990. P. 90 101.
- 5. Cansi, Y. An automatic seismic event processing for detection and location: The PMCC method / Y. Cansi // Geophys. Res. Lett., 1995. 22. P. 1021 1024.

ҚР ҰЯО СЕЙСМИКАЛЫҚ СТАНЦИЯЛАРДЫҢ ЖАЗБАЛАРЫНДА НАЖАҒАЙЛАР

Михайлова Н.Н.

ҚР ҰЯО Ггеофизикалық зерттеудер институты, Курчатов, Қазақстан

Бұрын беймәлім сейсмикалық бөгеуілдерге жатқызылатын, станциялардың жанында болған нажағайлардан сейсмикалық сигналдарын зерделеу нәтижелері келтірілген. Сигналдардың параметрлері бағаланған, Деректер орталығындағы аналитиктер бұл оқиғаларды бір мағыналы сәйкестіруіне мүмкіншілік беретін сипаттамалық ерекшеліктері айқындалған. Алынған нәтижелердің сейсмикалық мониторингісінде алынатын жазбадарды пайымдау әдістемелерін жетілдіру үшін іс жүзіндегі тікелей мағынасы бар.

THUNDERSTORMS ON SEISMIC RECORDS OF STATIONS NNC RK

N.N. Mikhailova

Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

The article presents the results of studied seismic signals from thunderstorms near the stations which earlier were qualified as unknown seismic noise. Analysts from National Data Center estimated the parameters of these signals, revealed their properties and will be able to identify these events unambiguously. The obtained results are of practical importance to improve interpretation techniques of seismic records.

УДК 550.344

СОПОСТАВЛЕНИЕ КИНЕМАТИЧЕСКИХ И ДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗАПИСЕЙ МОЩНЫХ ХИМИЧЕСКИХ ВЗРЫВОВ БУРЛЫКИЯ, УЧТЕРЕК И КАМБАРАТА

Аристова И.Л., Михайлова Н.Н., Соколова И.Н.

Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Проведено сравнение кинематических и динамических характеристик сейсмических записей трех крупных промышленных взрывов на территории Центральной Азии: Бурлыкия (1975), Учтерек (1986), Камбарата-2 (2009). Для них построены индивидуальные и сводный региональный годографы продольных и поперечных волн. Протестирована региональная магнитудная калибровочная кривая для Северного Тянь-Шаня. Показано, что сейсмический эффект взрыва Камбарата-2 значительно меньше, чем у взрывов Бурлыкия и Учтерек. Сделаны предположения о возможных причинах установленного различия.

На территории Центральной Азии созданы и успешно функционируют региональные сейсмические сети станций, оснащенных цифровыми широкополосными сейсмометрами. Цифровые сети начали свою работу сравнительно недавно: в Кыргызстане – KNET (с 1991 г.), KRNET (с 2007 г.), в Казахстане – KAZNET (с 1994 г.), СОМЭ МОН РК (с 2000 г.), в Таджикистане - ТЈNET (с 2005 г.). Станции этих сетей расположены на огромной территории - от Казахской платформы на севере до Памира на юге, - и в различных геолого-тектонических условиях. Для совместного использования данных этих сетей в задачах мониторинга необходимо проведение сейсмической калибровки станций, изучение скоростных характеристик геологической среды, построение региональных годографов, а также уточнение магнитудных калибровочных кривых.

Для сейсмической калибровки региональных сетей идеально подходят записи сильных химических взрывов с известными параметрами. Такие взрывы проводятся нечасто, поэтому важно в полной мере использовать результаты их регистрации. В советское время на территории Центральной Азии был произведен ряд сильнейших химических взрывов [1 - 3]. Для настоящего исследования выбраны сейсмические записи двух мощных взрывов в районе Токтогула: Бурлыкия 8 февраля 1975 г. мощностью 702 т, Учтерек 11 июня 1989 г. мощностью 1623 т, - а также недавний двойной взрыв Камбарата 22 декабря 2009 г. мощностью 700 и 2160 т (рисунки 1 и 2).

В таблице 1 приведены параметры взрывов [1, 4, 5].



Рисунок 1. Взрыво-набросная плотина на р. Учтерек. Высота плотины 47 м



Рисунок 2. Камбаратинская ГЭС-2. Опытный взрыв

Название взрыва	Дата	Время	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	mb	Мощность заряда, т	Кол-во зарядов	Кол-во станций	Диапазон расстояний, км
Бурлыкия	08.02.1975	06:59:59.3	41.52	73.14	4,2	702	5	28	135 - 2500
Учтерек	11.06.1989	06:59:48.4	41.644	73.289	4,9	1623	2	22	120 - 1598
Камбарата	22.12.2009	05:54:33.6	41.7747	73.3312	4,4	2860	2	70	0.256 - 2503

Таблица 1. Параметры взрывов

Взрывы Бурлыкия и Учтерек проведены в Токтогульском районе Киргизской ССР в непосредственной близости от места строительства плотин Камбаратинских ГЭС в целях обоснования проектов создания плотин и проведения работ по изучению сейсмоэффекта от взрывов непосредственно в районе строительства. Для размещения крупномасштабного опытного взрыва Учтерек, направленного на возведение взрывонабросной плотины, были пройдены две штольни длиной 92 и 145 м. Взрывы произведены на удалении менее 30 км от предполагаемого места возведения плотин Камбаратинских ГЭС.



Рисунок 3. Системы наблюдения взрывов

СИСТЕМА СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ И ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Взрывы Бурлыкия и Учтерек были зарегистрированы большим количеством аналоговых станций, укомплектованных сейсмометрами СКМ и СКД, КСЭ, РВЗТ [6]. Сейсмограммы этих взрывов отобраны из архивов различных организаций, оцифрованы и переведены в современный формат CSS3.0 (Center for Seismic Studies v.3.0), предусмотренный для хранения и обработки данных. Кроме того, по взрыву Учтерек были доступны записи цифровых широкополосных станций (IRIS IDA) на региональных расстояниях. Взрыв Камбарата-2 зарегистрирован большим количеством современных цифровых сейсмических станций. На рисунке 3 приведены системы наблюдений для каждого взрыва.



Рисунок 4. Сейсмограммы взрывов (Z-компонента)

Всего отобрано и обработано 120 сейсмических записей, зарегистрированных станциями, расположенными на локальных и региональных расстояниях от взрывов. Примеры сейсмограмм для каждого из трех взрывов приведены на рисунке 4. По взрывам Бурлыкия и Учтерек даны оцифрованные аналоговые записи из архивов ИС НАН КР, СОМЭ МОН РК и КСЭ ИФЗ РАН; по взрыву Камбарата - записи цифровых сейсмических станций сетей KazNET, KNET, KRNET, IRIS/IDA и СОМЭ МОН РК.

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЗАПИСЕЙ

Определены времена вступлений в группах продольных и поперечных волн. При этом записи аналоговых станций обеспечивали меньшую точность, чем записи цифровых станций, поскольку на аналоговых лентах точность определения времен вступлений существенным образом зависит от скорости развертки сейсмограммы, типа регистрирующей аппаратуры, а также от точности привязки к единому времени. Для правильной интерпретации волновой картины на аналоговых сейсмограммах предварительно рассчитаны эпицентральные расстояния на основании данных о координатах источников взрывов и регистрирующих станций. Определение времен вступлений проведено для конкретных вступлений, отмечаемых на записях. Составлены таблицы времен вступлений всех четко выделенных фаз отдельно по каждому типу аппаратуры для данной станции. Наряду с данными аналоговых станций, для построения годографа были использованы сейсмические бюллетени глобальных сейсмологических сетей (http://www.isc.ac.uk).

Замеры динамических параметров по сейсмограммам аналоговых станций проведены только для оцифрованных сейсмограмм, зарегистрированных приборами СКМ, с учетом их амплитудно-частотных характеристик (АЧХ). Для проведения замеров по цифровым записям, предварительно проведена фильтрация записей с использованием фильтра СКМ.



Рисунок 5. Годограф волны Pn для взрывов в районе Токтогула

ИЗУЧЕНИЕ КИНЕМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК РАЗЛИЧНЫХ ВОЛНОВЫХ ГРУПП НА РЕГИОНАЛЬНЫХ РАССТОЯНИЯХ

По результатам замеров рассчитаны времена пробега основных региональных фаз и построены годографы. На рисунке 5 приведены годографы Pn волны для каждого из взрывов.

Из рисунков 5, 6 видно, что, несмотря на то, что для замеров кинематических параметров исторических взрывов использованы аналоговые записи, точность замеров оказалась достаточно высокой годографы для разных взрывов практически совпали. То же самое наблюдается и для других региональных фаз. В связи с этим сделан вывод о перспективности совместного использования данных по разным взрывам. Для каждой региональной фазы по записям 3- х взрывов рассчитаны уравнения линейной регрессии (рисунок 6):

t(Pn)= 10.86+0.12 * Δ (коэф. корреляции R=0.999) (1)

 $t(Pg)=0.57+0.17 * \Delta$ (коэф. корреляции R=0.999) (2)

 $t(Sn)=16.91+0.21* \Delta$ (коэф. корреляции R=0.998) (3)

 $t(Lg)=0.91+0.29* \Delta$ (коэф. корреляции R=0.999) (4)

Здесь: t (c) – время пробега соответствующей волны, Δ (км) – эпицентральное расстояние.

Проведено сравнение между собой годографа, построенного по записям химических взрывов в районе Токтогула, годографа для территории Казахстана, построенного по записям калибровочных взрывов 1997 - 2000 гг. Михайловой Н.Н. и др., [7], годографа для территории Кыргызстана, построенного Сабитовой Т.М. [8]. Проведено сравнение этих экспериментальных годографов с годографом IASPEI91 [9]. Все годографы показали достаточно хорошее согласие между собой.



Рисунок 6. Сводные годографы основных региональных фаз для взрывов Бурлыкия, Vчтерек и Камбарата

Сопоставление динамических параметров взрывов

Изучение динамических параметров химических взрывов имеет важное значение для таких задач, как определение мощности в тротиловом эквиваленте взрыва по сейсмическому эффекту, оценка воздействия на сооружения, планирование калибровочных взрывов, а также для задач обнаружения несанкционированных подземных ядерных взрывов и др. Экспериментально установлено [4, 10, 11], что отнесенная к очагу энергия сейсмических волн Е., возбуждаемых взрывом, зависит от упругих и поглощающих свойств горных пород, вмещающих взорванный заряд, и характеризуемых скоростью продольных волн *v_P*, плотностью *р*, пористостью и водонасыщенностью. При взрывах зарядов равной мощности, помещенных в штольни/скважины одного и того же размера, но пройденных в различных горных породах, энергия сейсмических волн тем больше, чем больше скорость волн и плотность вмещающих горных пород, а также их водонасыщенность. Кроме того, важную роль при этом играет глубина заложения заряда [10]. В [11] проведен детальный анализ сейсмических эффектов двух 100-тонных калибровочных взрывов: Омега-2 (1999 г.) и Омега-З (2000 г.), - проведенных на Семипалатинском испытательном полигоне (СИП) в одной и той же штольне горного массива Дегелен. Авторами показано, что сейсмическая энергия второго взрыва была значительно меньше, чем первого, что связано с влиянием разрушенности геологической среды. На рисунке 7 приведена построенная зависимость магнитуды от мощности исследовательских и калибровочных взрывов на СИП 1961 -2002 [1, 3, 4, 10, 11], промышленных и исследовательских взрывов в Центральной Азии, а так же Токтогульских взрывов.



Звездочка – калибровочный химический взрыв на СИП 1961 - 2002 гг. Кружок – сильный промышленный/исследовательский взрыв на территории Центральной Азии. Крестик – Токтогульский взрыв. Линии: красная - регрессии, пунктирная – регрессии для СИП [1]

Рисунок 7. Зависимость магнитуды mb от мощности взрывов



Рисунок 8. Зависимость σ(Δ) для Токтогульских взрывов и региональная калибровочная кривая [12]

Из рисунка 7 видно, что сейсмический эффект взрыва Бурлыкия хорошо согласуется с данными других взрывов региона. У взрыва Учтерек сейсмический эффект оказался выше, а у Камбараты - ниже по отношению к предсказанному средней зависимостью (рисунок 7). По аналогии с взрывами Омега-2 и Омега-3 на СИП [11] этот факт может быть объяснен рядом причин. Во- первых, разрушенностью геологической среды Камбаратинского взрыва после первого взрыва. Во-вторых, взрыв Камбарата-2 был произведен на выброс, что также повлияло на снижение сейсмического эффекта. Имеется информация о том, что в результате взрыва произошла активизация тектонического разлома "Южный", расположенного к югу от места проведения взрыва [13]. Взрывом было инициировано движение вдоль разлома, аналогичное землетрясению, на что ушла часть энергии (подобный эффект наблюдался при взрыве Омега-3).



Рисунок 9. Волновые формы Токтогульских взрывов, сверху вниз: Бурлыкия, Учтерек и Камбарата-2. Станция Джамбул, z-компонента, фильтр 1.25 Гц

Заключение

Для взрывов Бурлыкия (1975 г.), Учтерек (1989) и Камбарата-2 (2009) в районе Токтогула получены и исследованы кинематические и динамические параметры записей, построены индивидуальные и сводный региональный годографы. Эти данные могут быть использованы для построения единого регионального годографа и скоростной модели для обработки данных по Центральной Азии в региональном центре.

Кинематические характеристики записей по разным взрывам показали хорошее согласие. Но в динамических параметрах наблюдается четкая специфика каждого взрыва. Показано, что сейсмический эффект взрыва Камбарата-2, оказался ниже ожидаемого, а взрыва Учтерек - значительно выше. Соотношение энергии в разных сейсмических фазах также различно.

Протестирована региональная магнитудная калибровочная кривая для Северного Тянь-Шаня, используемая в практике обработки уже более 30 лет. Значение калибровочной функции хорошо согласуется с динамическими параметрами по большинству станций исторических взрывов Учтерек и Бурлыкия. Однако обнаружены существенные отклонения от нее в диапазоне 200 - 300 км для взрыва Камбарата.

Литература

- 1. Khalturin, V.I. The Seismic Signal Strength of Chemical Explosions / V.I. Khalturin, T.G. Rautian, P.G. Richards // BSSA, December 1998. Vol.88, № 6. P. 1511 1524.
- Adushkin, V. Degelen Mountain chemical explosion cratering experiment / V. Adushkin, L. Pernik, A. Spivak // Technical Report. Institute for Dynamics of the Geospheres, 1997. No 97-3011 to DSWA. 110 p.
- Given, H.K. High-frequency seismic observation in Eastern Kazakhstan, USSR, with emphasis on chemical explosion experiments / H.K. Given, N.T. Tarasov, V.V. Zhuravlev, F.L. Vernon, J. Berger and I.L. Nersesov // J. Geophys. Res., 95. – P. 295 – 307.
- 4. Копничев, Ю.Ф. Сопоставление сейсмических эффектов ядерных и химических взрывов / Ю.Ф. Копничев, А. А. Спивак // Вулканология и сейсмология, 1997. № 2. С. 104 112.
- 5. Абдрахматов, К.Е. Развитие сейсмического мониторинга в Кыргызстане / К.Е. Абдрахматов, А.В. Березина // Вестник НЯЦ РК, 2010. Вып. 3. С. 17 23.
- Аранович, З.И. Основные типы сейсмометрических приборов. / З.И. Аранович, Д.П. Кирнос, В.А. Токмаков и др. // Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР. М.: Наука, 1974, с. 43 - 117.
- Михайлова, Н.Н. Годограф сейсмических волн по результатам регистрации сигналов от химических взрывов / Н.Н. Михайлова, И.Л. Аристова, Т.И. Германова // Геофизика и проблемы нераспространения. Вестник НЯЦ РК, 2001. – Вып 2.-С. 46 – 54.
- 8. Сабитова, Т.М. Строение земной коры Киргизского Тянь-Шаня по сейсмологическим данным // Фрунзе: Ил им, 1989. 174 с.
- 9. IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP) Volume 1 Editor P. Bormann GeoForschungs Zentrum Potsdam 2002, print Werbedruck Schreckhase.
- Михайлова, Н.Н. Определения энергетических и магнитудных характеристик по сейсмическим записям химических взрывов 1997 - 2000 г.г. на Семипалатинском полигоне / Н.Н. Михайлова, Т.И Германова, И.Л. Аристова // Геофизика и проблемы нераспространения. Вестник НЯЦ РК, 2001. – Вып. 2. – С. 93-97.
- Михайлова, Н.Н. Сравнение калибровочных взрывов Омега-2 и Омега-3 по сейсмическим данным на региональных расстояниях / Михайлова Н.Н., Соколова И.Н. // Геофизика и проблемы нераспространения. Вестник НЯЦ РК, 2002. – Вып. 2. – С. 36 - 45.
- 12. Михайлова, Н.Н. Калибровочная функция для определения магнитуды MPVA землетрясений Северного Тянь-Шаня / Н.Н Михайлова, Н.П. Неверова // Комплексные исследования на Алма-Атинском прогностическом полигоне. Алма-Ата: Наука, 1983. С. 41 47.
- 13. Брагин, В.Д. Сейсмические исследования эффектов, обусловленных мощным промышленным взрывом в районе Нарынского каскада гидроэлектростанций (Камбарата) / В.Д. Брагин // Вестник КРСУ, 2011. – Т. 11, N 4. – С. 97 - 103.

БҰРЛЫҚИЯ, ҮШТЕРЕК ЖӘНЕ ҚАМБАРАТА КҰРДЕЛІ ХИМИЯЛЫҚ ЖАРАЛЫСТАРДЫҢ СЕЙСМКАЛЫҚ ЖАЗБАЛАРЫНЫҢ КИНЕМАТИКАЛЫҚ ЖӘНЕ ДИНАМИКАЛЫҚ ПАРАМЕТРЛЕРІН САЛЫСТЫРУ

Аристова И.Л., Михайлова Н.Н., Соколова И.Н.

ҚР ҰЯО Ггеофизикалық зерттеудер институты, Курчатов, Қазақстан

Орталық Азия аумағында: Бурлықия (1975), Үштерек (1986) және Қамбарата-2 (2009) үш ірі өнеркәсіптік жарылыстардың сейсмикалық жазбаларының кинематикалық және динамикалық сипаттамаларын салыстыруы жүргізлген, олар үшін қума және көлденең толқындардың дербес және жинақы аумақтық годографтары салынған. Солтүстік Тянь-Шань үшін аумақтық магнитудалық калибрлік қисығы тестіленген. Қамбарата-2 жарылыстың сейсмикалық әсері Бұрлықия және Үштерек жарылыстардан едәуір төмен болуы көрсетілген. Бұл айырмашылықтың ықтимал себебтері туралы болжам жасалған.

COMPARISON OF KINEMATIC TO DYNAMIC PARAMETERS FROM SEISMIC RECORDS OF LARGE CHEMICAL EXPLOSIONS BURLYKIYA, UCHTEREK AND KAMBARATA

I.L. Aristova, N.N. Michailova, I.N. Sokolova

Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

Comparison of kinematic and dynamic characteristics of seismic records from three large industrial explosions in North Tien-Shan has been performed. These are Burlykiya (1975), Uchterek (1986) and Kambarata-2 (2009) with distinct and composite regional travel-time curves for P-waves and S-waves. Regional magnitude calibration curve for the North Tien Shan was tested. It was determined that seismic effect from kambarata-2 was noticeably less than from explosions at Burlykiya and Uchterek. There were assumptions made of possible reasons for these differences.

ИЗУЧЕНИЯ ПОВТОРЯЮЩИХСЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В КИТАЕ

Шафф Д.П., Ричардс П.Г.

Ламонт-Дохертская Обсерватория Земли Колумбийского Университета, Пэлисейдс, Нью-Йорк, США

Приводятся данные о выявленных повторяющихся по волновым формам землетрясениях на территории Китая и вблизи его границ на основе изучения локальных и региональных событий по Ежегодным бюллетеням китайских землетрясений за 1985 – 2005 гг. Повторяющиеся землетрясения могут служить средством изучения физики землетрясений, а также оценки качества локализации событий.

Сейсмограммы средних землетрясений с магнитудой ≤6 представляют типичную сложность при регистрации на расстоянии в несколько сотен километров и более. Выяснилось, что волновые формы иногда повторяются в деталях на записях других землетрясений, зарегистрированных одними и теми же станциями, например, как в [1]. В статье сообщается о тысячах примеров подобных повторяющихся сейсмических событий, происходящих в континентальной части Восточной Азии. Особое внимание уделено данным, полученным станциями вблизи и на территории Китая. Исследованные события представляют значительную часть от общего числа зарегистрированных событий в регионе. Установлено, что повторяющиеся события произошли вблизи друг от друга на расстоянии, определяемом благодаря схожести, документально зафиксированных волновых форм сейсмических сигналов на станциях, записавших оба события.

Изучение повторяющихся землетрясений важно для выяснения физики источника землетрясения, так как данные об этих событиях могут содержать информацию об их сходстве. Например, представляет интерес установить, накладываются ли друг на друга зоны разрывов повторяющихся землетрясений, а также как зависит поле напряжения от интенсивности событий и частоты их повторения. В тех случаях, когда волновые формы очень похожи, но не имеют абсолютной идентичности, повторяющиеся землетрясения изучаются с целью получения представления об изменениях среды, в которой распространяются сигналы. Третьей важной причиной изучения повторяющихся событий является оценка точности традиционных методов локализации и оценки амплитуды записи сейсмических событий. Эта последняя причина представляет особый интерес для организаций, занимающихся мониторингом ядерных испытаний с использованием сейсмологических методов.

Однако прежде чем исследовать любое из названных применений повторяющихся землетрясений, их необходимо обнаружить. Для этого важно выявить наличие общих черт при разных уровнях магнитуды, а также понять, насколько частота их возникновения меняется во времени. Действительно ли частота возникновения событий значительно зависит от уровня магнитуд, возрастает, падает, или остается она постоянной с увеличением периода поиска повторяющихся событий?

Установлены случаи повторяющихся землетрясений, обнаруженных методом взаимной корреляции, применительно к архивным волновым формам. Подобная работа отличается от использования взаимной корреляции при измерении таких специфичных параметров, как относительное время вступления пары событий, например, для локализации событий [3]. Она также отличается от использования взаимной корреляции для обнаружения событий. В обоих этих случаях, полезное значение коэффициента взаимной корреляции может быть достаточно низким. В данной статье рассматриваются события, имеющие очень высокое сходство волновых форм.

Ниже описаны использованные данные и базовый метод обнаружения повторяющихся событий. Затем, большое количество повторяющихся событий, обнаруженных на материковой части Восточной Азии за 21-летний период, используется для оценки неточности локализации сейсмических событий в бюллетенях, базирующихся на традиционных методах.

Данные и методы анализа

Данные исследования - это продолжение поиска повторяющихся землетрясений вблизи и на территории Китая, которые охватывали период с 1985 по 2000 гг., результаты которого даны в работе Schaff and Richards (2004). Проведено обновление данных шестью дополнительными годами наблюдений, благодаря использованию Ежегодного бюллетеня китайских землетрясений (ЕБКЗ), так что период наблюдений стал охватывать и 21-й век вплоть до 2005 г. В каталоге за этот период представлено 22 513 событий, зарегистрированных вблизи и на территории Китая, из которых 17 898 событий имели пригодные для исследования волновые формы. События зарегистрированы на 363 станциях и сохранены в архивах Центра управления данными Консорциума IRIS (Consortium - Incorporated Research Institutions for Seismology), содержащего 110 Гб данных. Для определения пары повторяющихся событий был использован тот же критерий, что и в работе Schaff and Richards (2004): фильтрация во временном окне, начиная от 5 сек до вступления Р-волны и заканчивая 40 сек после Lg-волны, на частоте от 0.5 до 5 Гц. Пороговое значение коэффициента взаимной корреляции 0.8 и выше использовалось как идентификатор повторения. Выбирались все парные события с дистанционной разницей очагов менее 150 км, количество корреляционных измерений составило 24 миллиона. Для ускорения вычисления события считывались все сразу на расстоянии 200 км от станции. Ограничение по времени окна фильтрации (40 сек после *Lg*-волны) основано на групповой скорости 3,5 км/с и интервале расстояний 200 км, а не для каждой пары отдельно. На рисунке 1 показаны эпицентры 2 379 событий из 17 898 (или 13%), которые классифицированы как повторные. Данные результаты отличаются от результатов ранее проведенной работы, когда было выявлено 1301 повторных событий (или 9%) от всего количества за период наблюдений с 1985 по 2000 гг. (кружки синего цвета). Новые обнаруженные эпицентры повторных землетрясений (кружки красного цвета) и ранее обнаруженные повторные землетрясения распределены по всей территории Китая.



Зеленый треугольник - станция. Кружок: синий - событие ранних наблюдений (Schaff and Richards, 2004); красный - новое событие

Рисунок 1. Эпицентры 2379 повторных сейсмических событий вблизи и на территории Китая

На рисунке 2 приведено изменение общего числа повторных событий в зависимости от календарного времени, которое показывает их увеличение с годами как в ранее изученный период, так и в текущий период.



Рисунок 2. Нарастающее число повторяющихся событий с течением времени

При более тщательном исследовании было выявлено, что помехи в данных, которые не были своевременно обнаружены, привели в ряде случаев к ошибочному выявлению повторных землетрясений за период с 1985 по 2000 гг. Но даже при исключении этих событий, процентное соотношение общего количества повторных землетрясений выше по сравнению с предыдущим периодом наблюдений, предположительно, благодаря большему охвату территории наблюдательными станциями за последние годы.

В [2] показано, что разница в положении эпицентров событий, согласно вышеприведенным критериям, не превышала 1 км. Данная особенность позволяет независимо определять относительную погрешность локализации событий для различных каталогов и это представляет первоочередной интерес при решении многих задач сейсмического мониторинга. В таблице 1 приведена общая статистика по выявленным повторяющимся событиям, отраженным в трех бюллетенях: ЕБКЗ, Международного сейсмологического центра (ISC), ДВЗЯИ (REB).

Параметры	ЕБКЗ	ISC	REB
Медиан (км)	16	16	18
Средн. (км)	23	22	31
Макс. (км)	142	234	281
Кол-во дуплетных пар	2178	671	492
Кол-во наблюдений	6326	2297	1768
Кол-во событий	2379	1168	912
Кол-во неизданных событий	0	1211	1248
Процент неизданных событий	0	51	58
Кол-во событий М2	151	Не замечены 149	Не замечены 149
Кол-во событий М3	1444	Не замечены 990	Не замечены 1001
Кол-во событий М4	725	Не замечены 68	Не замечены 97
Кол-во событий М 5	41	Не замечены 0	Не замечены 1
Кол-во событий М6	2	Не замечены 0	Не замечены 0

Таблица 1. Статистика по 2379 повторяющимся сейсмическим событиям вблизи и на территории Китая за период с 1985 по 2005 гг.

Число событий, не приведенных в бюллетенях, указано в период, когда данные бюллетени были доступны: ISC (1985 – 2005, то есть весь период наблюдений), REB (1995 – 2005, при этом до февраля 2000 г. REB выпускался в США прототипом Центра данных ДВЗЯИ). Статистика погрешностей локализации дана как средний показатель за весь период наблюдений. Было установлено, что значения погрешностей по бюллетеню REB проявили тенденцию к снижению с течением времени. Можно ожидать, что когда завершится установка станций первичной сети MCM в

Восточной Азии, точность определения места возникновения события улучшиться.

Интервалы повторений

Определение повторяющегося события как похожего землетрясения, возникающего позднее почти в том же самом месте, что и предыдущее, приводит к стремлению измерить интервал повторяемости. Найдено, что средний интервал между повторяющимися событиями в исследованной выборке равен 8 дням. Таблица 2 дает разбивку количества повторяющихся событий по разным временным интервалам.

Таблица 2. Статистика интервалов повторений по 2178 дуплетным парам

	1 день и менее	От 1 дня до 1 недели	От 1 недели до 1 месяца	От 1 месяца до года	От 1 до 2-х лет	От 2-х до 5-ти лет	От 5-ти до 11 лет
Количество	487	407	297	572	180	186	49
Дуплеты %	22	19	14	26	8	9	2
Нарастающее кол-во%	22	41	55	81	89	98	100

Из таблицы 2 следует, что 22% дуплетов возникает в течении одних суток. Для общей сейсмичности существует магнитудная зависимость интервала повторяемости. По закону распределения магнитуды Гутенберга-Рихтера требуется, чтобы за определенный период времени слабых событий было значительно больше, чем сильных событий. Исходная причина состоит в том, что требуется больше времени для накопления напряжений на разломе, чтобы возникло сильное сейсмическое событие.

Заключение

Дуплетные события могут быть средством качественной оценки локализации сейсмических событий. Для 2178 дуплетов, которые были выявлены в Ежегодном бюллетене китайских землетрясений с 1985 по 2005 гг., средняя, среднеквадратичная и максимальная удаленность очагов событий равна 16 км, 23 км и 142 км, соответственно. 1168 дуплетных событий, произошедших вблизи и на территории Китая, также отражены в бюллетене ISC, и для этих дуплетов соответствующие удаленности (средняя, среднеквадратичная, максимальная) равны 16, 22 и 234 км. REB бюллетень содержит 912 дуплетов, имеющих место вблизи и на территории Китая, с соответствующей удаленностью друг от друга в 18, 31 и 281 км.

Литература

- Kaufman, K. The reproducing earthquakes of the Galapagos Islands / K. Kaufman, L. J. Burdick // Bull. Seism. Soc. Amer. 70. - P. 1759 - 1770.
- 2. Schaff, D.P. Repeating seismic events in China / D.P. Schaff, P.G. Richards // Science, 303. P. 1176 1178.
- Schaff, D.P. Waveform cross-correlation-based differential travel-time measurements at the Northern California Seismic Network / D.P. Schaff, F. Waldhauser // Bull. Seism. Soc. Amer., 95. – P. 2446 – 2461.

ҚЫТАЙДАҒЫ ҚАЙТАЛАНАТЫН ЖЕРСІЛКІНУЛЕРІН ЗЕРДЕЛЕУ

Шафф Д.П., Ричардс П.Г.

Колумбия Университета Ламонт-Дохерт жер обсерваториясы, Нью-Йорк, АҚШ

1985 - 2005 ж.ж. үшін Жыл сайынғы қытайлық жерсілкінулер бюллетеньдері бойынша жергілікті және аумақтық оқиғаларын зерделеу негізінде Қытай мен оның шеқарасына жақын аумақтарда анықталған қайталанатын жерсілкінулер туралы деректері келтіріледі. Қайталанатын жерсілкінулері жерсілкінулердің физикасын зерделу, сондай-ақ оқиғаларды оқшаулау сапасын бағалауына құралы болу мүмкін.

STUDIES OF REPEATING EARTHQUAKES IN CHINA

D.P. Shaff, P.G. Richards

Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University, Palisades, New York, USA

The data on repeating earthquakes occurred in and near China and revealed by studying local and regional events using Annual Bulletin of Chinese Earthquakes (ABCE) for the period from 1985 to 2005 has been provided. Repeating earthquakes may be used in studying earthquakes physics and in qualitative estimation in locating events.

МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНЕ ЛЕДНИКОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Полешко Н.Н., Михайлова Н.Н.

Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

По анализу волновой картины записей событий из зоны высотного Тянь-Шаня установлено, что на исследуемой территории наблюдаются сейсмические события двух типов, имеющие различную природу. Первый тип – ледниковые землетрясения, источником которых являются трещины отрыва, возникающие в ледниковом покрове под действием растягивающих напряжений при понижении температуры воздуха. Ко второму типу событий, вероятнее всего, относятся тектонические землетрясения с очагами в земной коре. Не исключается возможность наличия среди толчков, происходящих в условиях действия двойной пары сил, ледовых ударов. Изучена сейсмотектоническая обстановка района по результатам определения механизмов очагов землетрясений второго типа.

В высотной части Центрального Тянь-Шаня, расположенной на территории Китая вблизи границ с Кыргызстаном и Казахстаном, происходит большое число слабых землетрясений, которые были исследованы [1] по записям ближайшей к рассматриваемой территории сейсмической группы PS23-Маканчи сети НЯЦ РК. Область максимальной концентрации эпицентров сейсмических событий занимает территорию между 42°–42,5° с.ш. и 80,5°–82° в.д. и приурочена к району постепенного уменьшения высот Тянь-Шаня. Значительную часть этой территории покрывают грандиозные высокогорные ледники Западного Китая (рисунок 1) [1].

Сейсмические события из этого района регистрировали также сейсмические станции сети Сейсмологической опытно-методической экспедиции (СОМЭ КН МОН РК). Ближайшими к этому району сейсмическими станциями сети СОМЭ являются Кетмень и Шалкаде, расположенные на расстоянии порядка 200 км. Проведен анализ записей событий из исследуемого района, полученных этими станциями. По волновым формам записи могут быть разделены на два класса.

К первому классу относится подавляющее большинство событий, регистрируемых из рассматриваемого района. Преимущественно это события приповерхностные (практически нулевой глубины, 0-5км), слабые (энергетический диапазон К=5-7), приуроченные к области максимальной их концентрации в ледниковой области. Эти характеристики, а также специфика временных вариаций, особенности распределения событий по энергии, отмеченные в [1], позволяют считать исследуемые события связанными по своей природе с ледниками и процессами, происходящими в них. Пример стандартной волновой формы таких событий, зарегистрированной станцией Шалкаде, приведен на рисунке 2.



Овал – граница исследуемой группы эпицентров

Рисунок 1. Эпицентры землетрясений за 2004 – 2008 гг. на геоморфологической карте Центрального Тянь-Шаня (по данным оперативного бюллетеня Центра данных ИГИ НЯЦ РК)



Сейсмограммы (сверху вниз): одна вертикальная и две горизонтальные компоненты

Рисунок 2. Волновые формы событий из района Центрального Тянь-Шаня. Станция Шалкаде

Несмотря на то, что станции на расстояниях порядка 200 км обычно регистрируют первые вступления прямых волн, для первого класса рассматриваемых событий выделение Р-волны остается проблематичным. Частотная фильтрация несколько улучшает четкость вступления только S-волны (также как на записях станции PS23-Маканчи). Отсутствие четких вступлений Р-волн не позволяет определить механизм очагов этого класса событий с использованием стандартной методики, основанной на анализе направления первых вступлений объемных волн. Возможный механизм сейсмических событий с подобным типом записи (рисунок 2а), приведен в ряде публикаций. Например, в [2] при исследовании ледников озера Байкал рост микросейсмичности в ночное время (как и в исследуемом районе высокогорных ледников Тянь-Шаня), авторы связывают с появлением многочисленных мелких трещин ледяного покрова при ночном понижении температуры воздуха. Как показано в [3], резкое понижение температуры в ночное время провоцировало в ряде районов морозобойные трещины на суше. В [4] приведен расчет параметров тензора момента волновых форм ледниковых событий, записанных плотной сейсмической сетью на леднике Горнер в Швейцарии, с использованием метода инверсии. В результате интерпретации полученных тензоров моментов авторы пришли к выводу, что многочисленные ледниковые сейсмические события, регистрируемые ежедневно, связаны с разрушением льда при растяжении - их источником является раскрытие трещин близ поверхности ледника. Подобие волновых форм первого класса сейсмических событий из исследуемого района ледников Тянь-Шаня и ледниковых событий, описанных в [2 -4], а также аналогичные закономерности вариаций количества регистрируемых событий в зависимости от времени суток и сезона года, позволяют сделать вывод об одинаковой природе их источников. Это трещины отрыва, возникающие под действием растяжения в ледниковом покрове. Трещины отрыва

генерируют слабые сейсмические сигналы (K=5 - 7) с нечеткими вступлениями сейсмических волн. При понижении температуры в ночное время суток и в зимние месяцы количество сигналов возрастает.

В [2] описан другой тип трещин - в ледяном покрове Байкала. В дневные часы при повышении температуры воздуха и прогреве льда солнечными лучами здесь активизируются трещины скалывания в виде взбросов, надвигов и поддвигов, создаваемых сжатием при тепловом расширении льда. Трещины проявляются как немногочисленные, но энергетически более мощные ледовые удары, энергетические параметры которых сопоставимы с тектоническими землетрясениями. Тип механизма при вспарывании этих трещин является характерным для тектонических сейсмических дислокаций. Подобный тип трещин обнаружен при исследованиях на леднике Горнер в Швейцарии [4]. Сейсмические сигналы от таких событий имеют другую волновую форму и квандрантное распределение знаков первых вступлений Р-волн. Анализ рассчитанных параметров полных и девиаторных тензоров моментов показал доминирование компонент двойной пары, что позволило прийти к выводу, что источником изучаемых редких сейсмических событий, регистрируемых в ледниках, является двойная пара сил (сжатия и растяжения). Сейсмические события с подобной волновой формой выявлены и в исследуемом районе высотного Тянь-Шаня. Типичная волновая форма этого, второго класса событий, существенно отличающаяся от формы событий первого класса, приведена на рисунке 26. При одинаковых условиях регистрации с событиями первого класса - расстоянии от источника до наблюдательной станции, азимуте на источник, на сейсмограммах второго класса событий отмечаются четкие вступления Р- и S- волн даже в случае самых слабых событий с К=6 ÷ 7. При этом первые смещения Р-волн, записанные сейсмическими станциями, имеют квандрантное распределение волн сжатия и растяжения, что типично для источника двойной пары сил (сжатие - растяжение). Следом за вступлением S-волн часто регистрируется вступление более интенсивной волны, особенно ярко проявляющейся на двух горизонтальных компонентах. События второго класса (при одинаковом положении эпицентра с событиями первого класса) имеют глубину гипоцентра от 0 до 30 км, в большинстве случаев ~15 км (вместо 0 км для событий первого класса) и энергетический класс K=7 - 11, в большинстве случаев K=7 - 8 (вместо K=5 - 7 для событий первого класса). Наиболее сильные землетрясения с K>9,6 отмечены на глубине >10 км (рисунок 3).



Рисунок 3. Распределение энергетических классов землетрясений в зависимости от глубины гипоцентра

Распределение событий второй группы по энергетическим классам, а также глубины гипоцентра в пределах земной коры, позволяют предположить, что регистрируемые события имеют тектоническое происхождение. Получено решение механизмов очагов по стандартной методике в рамках модели двойного диполя. Следует отметить, что удовлетворительное разделение волн сжатия и растяжения на квандранты нодальными плоскостями в подавляющем большинстве случаев получено именно при глубинах гипоцентров. Этот факт свидетельствует о том, что события второго класса являются коровыми, несмотря на определение глубин с большой ошибкой из-за одностороннего расположения сейсмических станций, как отмечалось в [1]. Среди событий с аналогичной волновой картиной, вероятно, имеются и ледовые удары, для которых характерны подобные закономерности в распределении знаков первых вступлений, но в этом случае их очаги находятся на меньших глубинах. Для таких событий также определены механизмы очагов. Доля ледовых ударов в общей выборке незначительна, и далее они рассмотрены совместно с механизмами очагов тектонических землетрясений. Smith [5] показал, что пространственные вариации в основной сейсмической активности могут быть связаны с изменениями подледниковых условий, таких, как деформация подстилающих отложений.

Дальнейший анализ проведен для исследования событий второго класса, происходящих в зоне ледников Центрального Тянь-Шаня, в частности, параметров механизмов очагов землетрясений и особенностей напряженно-деформированного состояния.

Исследуемая зона относится к Кокшаальскому складчатому поясу, каледонские геосинклинальные формации которого сложены вулканогенноосадочными породами кембрия и ордовика. Из структурной схемы подошвы земной коры и активной мантии. представленной в [6]. следует, что здесь отмечается повышенная мошность земной коры (50-55 км) и пониженная глубина активной мантии. Сейсмогенный потенциал зоны оценивается магнитудой 7,0. Ориентация хребтов Кокшаал-Тау и важнейших (рельефообразующих) глубинных разрывнарушений имеет северо-восточное ных направление. На севере структуры Кокшаальского складчатого пояса граничат с Баянкольским синклинорием, на юге - с Таримской предгорной впадиной. Границы между структурами проходят по продольным разломам северо-восточного простирания и осложнены серией поперечных разломов более высокого порядка, ориентированных в северозападном направлении. В исследуемой зоне Тянь-Шаня, как отмечено в [1], сильных землетрясений практически не наблюдалось. Однако на состояние ледникового покрова и его сейсмический фон даже тектонические землетрясения средней силы могут оказывать мощное воздействие [2].

Характер подвижек в очагах землетрясений и условия напряженно-деформированного состояния земной коры, которые могут оказывать влияние на сейсмическую активность ледников, изучен по результатам определения механизмов очагов 210 землетрясений, зарегистрированных сетью станций Казахстана (СОМЭ МОН РК и ИГИ НЯЦ РК) и Кыргызстана. Определения механизмов очагов выполнены по стандартной методике на основе первых вступлений объемных волн [7]. Для наибольшего числа землетрясений (~80% случаев) выявлены механизмы очагов, в которых одна из плоскостей разрыва имеет промежуточные углы падения, направление плоскости разрыва согласуется с основными структурами северо-восточного простирания. В подвижке по этой плоскости преобладает сдвиговая компонента. Другая плоскость разрыва является близвертикальной, ориентирована в крест основных структур хребта Кокшаал-Тау и согласуется с поперечными разломами северо-западного направления. Тип подвижки по этой плоскости – крутой взброс или сброс. Число взбросовых и сбросовых полвижек по палению плоскостей разрывов в рассматриваемых землетрясениях примерно одинаково (таблица 1).

Таблица 1. Распределение землетрясений по типам подвижек в очагах

	Взбросы	Сбросы	Сдвиги
Ν	107	98	5
N%	51	47	2

Такое же соотношение типов механизмов очагов сохраняется во всем энергетическом диапазоне исследованных землетрясений и во всем интервале глубин их гипоцентров. Исключение составляют землетрясения с K=11, зарегистрированные на глу-



Рисунок 4. Распределение типов механизмов очагов в зависимости от энергетических классов



бине 30 км, что может быть связано с их малочисленностью (рисунки 4, 5).

На рисунке 6 показано площадное распределение эпицентров событий второго класса за 2009 г. для очагов с разными типами подвижек – сбросовых и взбросовых.



Рисунок 5. Распределение типов механизмов очагов в зависимости от глубин гипоцентров



Рисунок 6. Распределение по площади эпицентров землетрясений 2009 г. со сбросовыми (а) и взбросовыми (б) подвижками в очагах

Из рисунка 6 видно, что большинство эпицентров вытянуто в цепочки вдоль речных долин северо-восточного простирания. В этом же направлении ориентирована одна из плоскостей разрывов их очагов. Очаги большинства землетрясений сосредоточены вдоль речных долин северо-западного простирания, также ориентирована одна из нодальных плоскостей, что позволяет предположить, что эпицентры землетрясений трассируют сеть поперечных разломов северо-западного простирания. Возможно, именно по вертикальным плоскостям северозападного простирания происходит «утряска» разнонаправленных напряжений, что проявляется в примерно одинакового количества взбросовых и сбросовых подвижек. Проведен анализ сейсмотектонической обстановки в районе в сравнении с региональным полем сейсмотектонического деформирования (СТД) на основе каталога механизмов землетрясений Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона за 30-летний период. Расчет параметров СТД показал, что исследуемая зона является аномальной по значениям углов погружения осей напряжения сжатия (рисунок 7).

Из рисунка 7 видно, что характер изменения по площади угла погружения оси максимального сжатия очень устойчив. В регионе превалируют углы погружения оси сжатия 75 – 90°. То есть, региональное поле напряжений характеризуется близгоризонтальным сжатием.



Рисунок 7. Площадное распределение угла погружения оси максимального сжатия

Однако этот характер поля напряжения отличается от регионального. Как можно видеть из рисунка 7, с юго-запада на северо-восток исследуемой территории протягивается область близвертикальных значений (0 - 30°) этого довольно устойчивого параметра. Для получения более полного представления о геодинамической обстановке рассмотрены совместно совокупность параметров реконструируемого напряженно-деформированного состояния, включающую, кроме положения осей главных напряжений, коэффициент Лоде-Надаи, характеризующий вид сейсмотектонического деформирования земной коры. Изолинии значений коэффициента Лоде-Надаи и распределение векторных линий максимального сжатия и растяжения приведены на рисунке 8.



Рисууно 8. Площадное распределение коэффициента Лоде-Надаи и векторных линий одноосного сжатия и одноосного растяжения

Значения коэффициента Лоде-Надаи (µ) изменяются в пределах от -1 до +1, при этом, значения $\mu \ge$ 0,3 соответствуют деформированному состоянию одноосного сжатия (направление показано красными стрелками): $\mu \le -0.3 -$ соответствуют одноосному растяжению (направление показано черными стрелками). Линейный размер стрелки соответствует синусу угла выхода оси с вертикалью, так что горизонтально ориентированная ось напряжения имеет максимальный размер (sin90°=1), вертикально ориентированная стрелка обращается в точку ($\sin 0^\circ = 0$). Как видно из рисунка 8, характер деформирования земной коры в исследуемой зоне сложный. Участок вдоль разлома, разделяющего Таримскую впадину от хребтов Тянь-Шаня, деформирован одноосным сжатием в северо-западном направлении, которое сменяется одноосным растяжением в зоне, вытянутой вдоль разлома по осевой части хребтов. Ориентация осей максимального растяжения изменяется от северо-западного направления (в центральной части зоны) до запад-юго-западное (на периферии) при близвертикальной ориентации максимального сжатия. На северо-западе территории тип деформирования снова изменяется на одноосное сжатие, но уже юго-восточного направления. Следует отметить, что ориентация максимального укорочения в зонах одноосного сжатия преимущественно близгоризонтальная и субмеридиональная, то есть совпадает с направлением регионального сжатия.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По имеющимся представлениям земная кора Средней Азии и Казахстана находится в условиях горизонтального сжатия [8 - 9]. Роль горизонтального сжатия в субмеридиональном направлении выявлена и на исследуемой территории в зонах одноосного сжатия, приуроченных к краевым частям поднятий. Однако большая часть территории находится в условиях горизонтального максимального растяжения и вертикального сжатия. Картина площадного распределения сейсмотектонического деформирования оказалась очень сложной. На всей территории мозаично перемежаются области одноосного сжатия и одноосного растяжения. В центральной части хребтов Тянь-Шаня, где отмечается максимальная мощность земной коры, превалирует деформирование пород под действием одноосного растяжения, направление которого меняется от северо-западного (в центральной части) до запад-юго-западного (по мере удаления на север и юго-запад). Наблюдаемая мозаичность деформаций и аномальная для хребтов Тянь-Шаня вертикальная ориентация максимального сжатия, возможно, обусловлена ледниковым происхождением (ледовые удары), ошибочно интерпретируемая как тектонические землетрясения. Но, с другой стороны, выявленный характер деформирования в исследуемой зоне можно объяснить с точки зрения изостатического неравновесия блоков земной коры внутри геодинамической системы.

Как известно, в процессе горизонтального сжатия происходит торошение крупных блоков земной коры, которое приводит к тому, что блоки не находятся в состоянии изостатического равновесия: одни из них вдавлены, другие выдавлены. Исследованиями Артюшкова Е.В. [10] и Кучай В.К. [11] показано, что в тектонических поднятиях происходит сложение напряжения однородного обшего сжатия горной системы и растягивающих горизонтальных напряжений, обусловленных утолщением земной коры в районах поднятий. В результате зоны с максимальным горизонтальным напряжением сжатия локализуются в краевых частях поднятий. В данном исследовании такие зоны выявлены на границе хребтов Кокшаал-Тау с Баянкольским синклинорием на севере и с Таримской предгорной впадиной – на юге. Наиболее сложное напряженное состояние присуще вдавленным и выдавленным блокам, к подошве земной коры которых приложена дополнительная нагрузка. Вдавленные блоки можно определить по повышенной глубине поверхности мантии и пониженному рельефу относительно соседних участков [11]. Центральная часть хребтов исследуемой зоны, характеризуемая относительно пониженным рельефом [1], повышенной мощностью земной коры и низким уровнем активной мантии, вполне вероятно, является вдавленным блоком. Ему вполне соответствует характер деформирования одноосным горизонтальным растяжением при вертикальном сжатии [12]. Во вдавленном блоке за счет перераспределения нагрузки по его подошве реализуется дополнительное сжимающее вертикальное напряжение, убывающее от подошвы земной коры к дневной поверхности. Кроме того, на глубинах, меньше половины мощности земной коры, появляются растягивающие горизонтальные напряжения, достигающие своего максимума у дневной поверхности. Такими являются деформации в диапазоне глубин 0 - 30 км, где реализуются землетрясения второго класса, наблюдаются вертикальная ориентация максимального укорочения и горизонтальная - максимального удлинения. Сопоставление карт площадного распределение сейсмических событий с площадным распределением типов сейсмотектонического деформирования показывает, что концентрация эпицентров сейсмических событий, большая часть которых, является ледниковыми, приурочена к области, деформированной одноосным растяжением. Возможно, что горизонтальные растягивающие напряжения в зоне концентрации эпицентров, достигающие максимальных величин на дневной поверхности, являются одним из факторов, влияющих на сейсмическую активность ледникового покрова. Изменение напряженного состояния в одном из блоков, в том числе при подготовке сильных тектонических землетрясений, будет влиять на характер напряжений в соседних блоках, находящихся в состоянии изостатического неравновесия. И, вполне вероятно, что наиболее чувствительной к этому изменению будет наиболее тонкая и напряженная верхняя часть – ледяной покров, изменение сейсмической активности которого, возможно, и является индикатором подготовки сильного землетрясения.

Заключение

Проведенные исследования позволили установить, что на исследуемой территории высотного Тянь-Шаня наблюдаются сейсмические события разных классов. Первый из них – ледниковые события, источником которых являются трещины отрыва, возникающие в ледниковом покрове под действием растягивающих напряжений при понижении температуры воздуха. Второй класс событий реализуется под действием скалывающих сил, источником которых является двойной диполь. События этого типа могут быть как тектоническими землетрясениями, так и ледовыми ударами.

Характер распределения эпицентров тектонических землетрясений позволил предположить, что именно по плоскостям разрывов северо-западного простирания происходит утряска разнонаправленных напряжений в результате взбросовых и сбросовых дислокаций в очагах.

Земная кора исследуемой зоны разбита на мозаично перемежающиеся различно деформированные блоки. Большая часть территории деформирована близгоризонтальным одноосным растяжением при близвертикальной ориентации максимального сжатия. Особенности напряженно-деформированного состояния обусловлены изостатическим неравновесием блоков земной коры.

Концентрация эпицентров сейсмических событий ледникового происхождения приурочена к вдавленному блоку, деформированному одноосным горизонтальным растяжением, которое максимально у дневной поверхности. Это может быть еще одним фактором, влияющим на сейсмичность ледникового покрова. Изменение сейсмической активности ледников, возможно, является индикатором изменения напряженного состояния как при реализации, так и при подготовке сильных тектонических событий.

Литература

- 1. Михайлова, Н.Н. Ледниковые землетрясения Центрального Тянь-Шаня / Н.Н. Михайлова, И.И. Комаров / Вестник НЯЦ РК, 2009. Вып.3. С. 120 127.
- 2. Ружич, В.В. Деформации и сейсмические явления в ледяном покрове озера Байкал / В.В. Ружич [и др] // Геология и геофизика, 2009. – Т. 50, № 3. – С. 289 - 299.

- Walter, F. Moment Tensor Inversions of Icequakes on Gornergletscher, Switzerland / F. Walter [et al] // Bulletin of the Seismological Society of America, 2009. – Vol. 99, No. 2A, – P. 852 – 870, doi: 10.1785/0120080110.
- 4. Никонов, А.А. Морозобойные сотрясения как особый класс сейсмических явлений (по материалам Восточно-Европейской платформы) / А. А. Никонов // Физика земли, 2010. – № 3. – С.79 - 96.
- 5. Smith, A. M. Microearthquakes and subglacial conditions / A. M. Smith // Geophys, 2006. Res. Lett. 33, no. 24.
- 6. Сейсмическое районирование Республики Казахстан. Алматы: Эверо, 2000. С. 66 69, 172 173.
- Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М., 1969. – С.47-66.
- 8. Лукк, А. А. Механизм очагов землетрясений и особенности сейсмотектонического деформирования Средней Азии и Казахстана / А. А. Лукк [и др] // Землетрясения Средней Азии и Казахстана. Душанбе: Дониш, 1985. С. 26 42.
- 9. Михайлова, Н.Н. Поле сейсмотектонической деформации и параметры разрывообразования на Северном Тянь-Шане / Н. Н. Михайлова, А.А. Власова // Изв. АН Каз ССР, сер. Геол., 1991. № 4 С.87 92.
- 10. Артюшков, Е. В. Геодинамика / Е.В. Артюшков. М: Наука, 1979. 327 с.
- Кучай, В.К. Сейсмотектоника орогенов в условиях сжатия и статичстико-геодинамический прогноз места землетрясений / В.К. Кучай // Тектоника. Геология Альпид «тетисного» происхождения: Межд. геол. конгр., XXVI сессия. - М: Наука, 1980. – С. 78 - 86.
- 12. Кучай, В.К. Зонный орогенез и сейсмичность / В.К. Кучай. М: Наука, 1981. С. 36 45.

ОРТАЛЫҚ ТЯНЬ-ШАНЬНІҢ МҰЗДЫҚ ЗОНАСЫНДА ЖЕРСІЛКІНУЛЕР ОШАҚТАРЫНЫҢ МЕХАНИЗМДЕРІ

Полешко Н.Н., Михайлова Н.Н.

ҚР ҰЯО геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов. Қазақстан

Биік Тянь-Шань зонасынан оқиғалар жазбаларының толқындық суретін талдауымен бұл аумақта әр текті сейсмикалық оқиғалардың екі түрі байқалатыны анықталған. Бірінші түрі – ауа температурасы төмендеуінде созылу кернеу әсерінен пайда болатын мұздық қабатында үзілу жарықшақтары қөзі болып табылатын мұздық жерсілкінулері. Окиғалардың екінші түрі, ошақтары жер қыртысында орналасқан, тектоникалық жерсілкінулерімен байланысты болуы мүмкін. Оққылардың арасында, күштің қос жұп жағдайында болатын, мұздық соққылары болуы мүмкін. Екінші түріндегі жерсілкінулер ошақтарының механизмдері анықталған, бұл зерделенудегі ауданның сейсмотектоникалық жағдайын бағалауына мүмкіндік берген.

EARTHQUAKE FOCAL MECHANISMS IN THE AREA OF CENTRAL TIEN-SHAN GLACIERS

N.N. Poleshko, N.N. Mikhailova

Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

Waveform analysis of the events from high Tien-Shan showed, that the nature of seismic events on this territory has two different types. The first type – glacier earthquakes, source of which are tensile cracks in ice sheet caused by tension stresses when air temperature drops. The second type is probably related to tectonic earthquakes originated in the earth crust. Ice quakes can also be included in the swarm of shocks occurring under double forces effect. Second type focal mechanisms were defined, what gave opportunity to estimate seismo-tectonic situation of the studied region.

УДК 550.34

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ВЗРЫВОВ ПРИ ОЦЕНКЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ СЛАБОСЕЙСМИЧНЫХ РАЙОНОВ КАЗАХСТАНА

Михайлова Н.Н., Великанов А.Е., Соколова И.Н., Аристова И.Л., Султанова Г.С., Мукамбаев А.С.

Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Обсуждаются новые данные по распознаванию промышленных взрывов и землетрясений. Важным результатом является полевое обследование активных карьеров, создание баз данных карьеров, промышленных взрывов, эталонных событий и атласов записей. Показано особое значение работы по идентификации зарегистрированных событий для слабоактивных сейсмических областей Казахстана.

Введение

С созданием сети стационарных высокочувствительных сейсмических станций НЯЦ РК началось планомерное изучение сейсмичности тех территорий Северного, Западного и Центрального Казахстана, которые традиционно не относились к сейсмически активным. С помощью стационарных и полевых сейсмических наблюдений, а также в результате работ с сейсмическими архивами выявлены новые зоны, в которых происходят землетрясения [1]. Ежедневная рутинная обработка данных сейсмического мониторинга показала, что общее число обрабатываемых и локализуемых сейсмических событий в таких зонах доходит до нескольких тысяч в год. Из этого числа большая часть связана не с природной сейсмичностью, а с промышленными взрывами на карьерах (реже подземных рудниках) и на других объектах (при прокладке газопроводов, при весенней ликвидации ледяных заторов на реках, на военных полигонах и др.). Часто взрывы и землетрясения близки по местоположению. Для составления каталогов землетрясений необходима точная идентификация природы регистрируемых событий. Решение этого вопроса для Казахстана имеет особо важное значение, так как Республика располагает огромной территорией и богатейшими запасами полезных ископаемых. Активность взрывных работ при добыче руд и строительных материалов год от года возрастает. В большинстве случаев такие работы происходят именно в асейсмичных районах Казахстана. Относительное число взрывов в общем количестве сейсмических событий для активных районов составляет первые проценты, тогда как для асейсмичных районов оно доходит до 100 процентов. Ошибки в идентификации событий для асейсмичных районов грозят ложными выводами и искаженной оценкой сейсмической опасности.

В Институте геофизических исследований НЯЦ РК решение задачи разделения регистрируемых событий на промышленные взрывы и землетрясения ведется в двух направлениях:

 исследования по разработке методики распознавания промышленных взрывов на действующих карьерах по сейсмическим записям, поиск дискриминантов и критериев; полевое изучение промышленных взрывов на действующих карьерах и других объектах с созданием базы данных промышленных взрывов, атласа эталонных записей взрывов.

1. Распознавание природы источников по сейсмическим записям

Для распознавания сейсмических событий по записям сейсмических станций изучается следующий комплекс параметров: 1 – координаты события и близость к известным карьерам; 2 – глубина события; 3 – особенности записей волновой картины; 4 – время события относительно суток; 5 – наличие сигнала, зарегистрированного инфразвуковой станцией; 6 диапазон энергетических классов; 7 – спектральное отношение амплитуд в различных волновых группах; 8 - характеристики спектров разных волновых групп [2 - 5]. Каждый из перечисленных параметров в отдельности не может являться надежным признаком для разделения сейсмических событий на взрывы и землетрясения. Анализ нескольких признаков в комплексе повышает шанс правильного определения природы события. Так, к классу карьерных взрывов позволяет отнести событие, например, близость его эпицентра к известному карьеру, малая глубина, характерная запись инфразвуковой станцией, а также время события относительно времени суток. Наибольшую эффективность при распознавании событий имеют спектральные отношения поперечных и продольных волн и особенности волновой картины. В качестве дополнительных критериев рассматриваются характерные для каждого карьера диапазоны энергетических классов. Конкретные количественные критерии распознавания могут различаться в различных регионах Казахстана, а также для разных станций регистрации, что обусловливает необходимость их детального изучения.

Пример такого анализа приводится для угольного карьера Каражыра в Восточном Казахстане. Координаты карьера $\varphi = 50.0183^{\circ}$ и $\lambda = 78.7266^{\circ}$. Карьер расположен вблизи трехкомпонентной сейсмической станции Курчатов-КURK (78 км) и сейсмической группы Курчатов-Крест-КUR (69 км до центральной точки группы). На рисунке 1 приведена гистограмма взрывов, произведенных за 2007 г., по массе заряда.



Рисунок 1. Распределение взрывов, произведенных на карьере Каражыра, по массе BB

Видно, что большинство взрывов, произведенных на карьере Каражыра, имеет массу BB 5 - 15 т, но есть отдельные взрывы с массой заряда около 50 т. На рисунке 2 приведена гистограмма взрывов по времени суток. Большинство взрывов на этом карьере производится в 7 - 8 ч GMT (в 13 – 14 ч по местному времени) и в 13 – 14 ч GMT (19 - 20 ч по местному времени). На рисунке 3 приведена гистограмма взрывов по энергетическому классу. Как видно из рисунка 3, большинство взрывов имеет энергетический класс 5 – 7. Рисунок 4 иллюстрирует характер волновой картины взрыва, произведенного на карьере Каражыра 06.29.2008 г., и землетрясения 04.18.2004 г., зарегистрированных сейсмической станцией Курчатов (KURK).

Как следует из сопоставления сейсмограмм на рисунке 4, записи взрыва и землетрясения существенно различаются. На сейсмограмме взрыва наблюдается четкое вступление Р волны, сравнительно небольшая по амплитуде S волна и доминирующие низкочастотные поверхностные волны, тогда как на сейсмограмме землетрясения поверхностные волны отсутствуют, а по амплитуде доминирует волна S.







Рисунок 2. Распределение взрывов на карьере Каржыра по времени суток

При анализе сейсмограмм основное внимание было уделено методу амплитудных отношений S и P волн как наиболее эффективному и универсальному методу распознавания химических взрывов и землетрясений [5]. Методика обработки сейсмограмм включала измерение десятичных логарифмов отношения амплитуд S/P на вертикальной компоненте при узкополосной фильтрации. Использовались фильтры с центральными частотами 1.25, 2.5, 5 Гц и полосой пропускания 2/3 октавы на уровне –3 Дб от максимума. На рисунке 5 приведен пример такого анализа для карьера Каражыра и близких к нему землетрясений.

Четко видно, что по данным станций Курчатов довольно уверенно может быть идентифицирована природа события с использованием методики спектральных отношений амплитуд S- и P-волн. Аналогичные исследования проведены для взрывных работ во всех районах Казахстана. Их результаты позволили из общего количества обработанных сейсмических событий за 2004 – 2010 гг. выделить более 25 300 взрывов с энергетическими классами от 1.3 до 9.0 (рисунок 6), в том числе: в 2004 г. – 1464 взрыва, в 2005 г. – 1770 взрывов, в 2006 г. – 3144 взрыва, в 2007 г. – 4604 взрыва, в 2008 г. – 4844 взрыва, в 2009 г. – 4 374 взрыва, в 2010 г. – 5152 взрыва.



Рисунок 4. Сейсмограммы землетрясения 4.18.2004, φ=49.99°, λ=77.42°, mb=3.8 (верхняя) и взрыва на карьере Каражыра 6.29.2008, φ=50.00°, λ=78.63°, mb=3.3(нижняя). Станция КИКК



Рисунок 5. Распределение спектральных отношений максимальных амплитуд S/P для взрывов на карьере Каражыра и для близких к нему землетрясений

2. Полевые работы по изучению промышленных взрывов на территории Республики Казахстан

Полевое изучение промышленных взрывов на действующих карьерах и других объектах с созданием базы данных по ним и созданием атласа эталонных записей взрывов проведено в 2007 – 2010 гг. в Западном, Южном, Северном и в Центральном Казахстане, а также в районе Семипалатинского испытательного полигона. На рисунке 7 приведена карта Казахстана с контурами покрытия детальными исследованиями карьеров промышленных взрывов. Перед полевыми работами для выделения возможных объектов промышленных взрывов анализировались изданная карта полезных ископаемых Казахсправочная литература стана, по рудным месторождениям и строительным материалам, а также имеющиеся материалы космических съёмок.

На рисунке 8 приведён фрагмент спутниковой фотографии, на которой хорошо видны контуры



Рисунок 6. Эпицентры установленных промышленных взрывов на территории Казахстана и приграничных государств за 2004 – 2010 гг.

Сарбайского и Соколовского карьеров и их отвалы. Наличие эпицентров фиксируемых сейсмических событий около возможных объектов промышленных взрывов давало возможность составлять предварительные таблицы и схемы расположения действующих карьеров в исследуемых районах.

Предварительный анализ материалов не мог дать полной информации о промышленных взрывах на выявленных карьерах, так как отработка рудных объектов могла быть законсервирована, или могла быть изменена на подземный способ шахтами с мизерными объёмами взрывных работ с массой взрывчатого вещества менее 300 - 500 кг, не фиксируемых сейсмическими станциями. В некоторых единичных карьерах добыча руды в нетвёрдых породах ведётся без взрывных работ. Существуют также временные объекты промышленных взрывов, например, связанные с прокладкой автомобильных дорог, газопроводов, со строительством промышленных объектов, а также с ликвидацией ледяных заторов в весенний период.



 сейсмические станции НЯЦ РК; 2 – инфразвуковая станция; 3 – обследованные и изученные карьеры и объекты промышленных взрывов; 4 – необследованные карьеры; 5 – контуры покрытия детальными исследованиями промышленных взрывов

Рисунок 7. Карта Казахстана с контурами покрытия детальными исследованиями промышленных взрывов



Рисунок 8. Фрагмент спутниковой фотографии Сарбайского и Соколовского железорудных карьеров вблизи г. Рудный

Самую достоверную и детальную информацию о промышленных взрывах позволили получить полевые выезды на горнодобывающие предприятия и встречи с администрацией рудников, карьеров, а также со специалистами организаций, производящих буровзрывные работы. Всего в 2007 – 2010 гг. в Западном, Южном, Северном и Центральном Казахстане, а также в районе Семипалатинского испытательного полигона обследованы 191 карьер (и подземных рудников), а также 12 других объектов (прокладка газопровода, ликвидация ледяных заторов на реках и др.). Это позволило уточнить местоположение действующих карьеров и других объектов промышленных взрывов, собрать информацию о технологии буровзрывных работ и параметрах взрывов за фиксированный период (1 - 1.5 года) для всех карьеров на территории Казахстана с датами, временем и местом взрывов, размерами взрывных блоков, геометрией рассредоточения и массой взрывчатого вещества - общей и по отдельным взрывным скважинам. Были составлены таблицы и схемы расположения действующих карьеров и других объектов промышленных взрывов, где приводились их активность по количеству взрывов в год и максимальная мощность взрывов на фоне средней мощности для отдельных карьеров, а также параметры буровзрывных работ для отдельных промышленных взрывов. Учтены также единичные подземные рудники (шахты), использующие для «отпалки» (отделения) руды взрывчатые вещества массой более 1 - 2 тонн. Собранные сведения по карьерам и взрывам приведены к единому формату и занесены в специальную базу данных по промышленным взрывам и действующим карьерам. Создан атлас эталонных сейсмических записей взрывов. База данных разработана и реализована на СУБД Microsoft Access в среде Microsoft Windows и обеспечивает накопление, хранение, быстрое и удобное предоставление запрашиваемой информации. На рисунке 9 показана структура этой базы данных.



Рисунок 9. Структура базы данных промышленных взрывов и действующих карьеров в Казахстане

База данных содержит информацию по следующим областям: Костанайской, Актюбинской, Акмолинсекой, Кызылординской, Карагандинской, Жымбылской, ЮКО, ВКО. Фрагмент базы данных и информации по Актюбинской области показан на рисунке 10. База данных активно пополняется, легка и удобна для использования.



Рисунок 10. Фрагмент базы данных и информации по Актюбинской области

Основными местами промышленных взрывов в настоящее время являются карьеры горнодобывающих предприятий рудной отрасли и производства строительных материалов с активность от 10 - 15 до 50 - 100 и более взрывов в год. На большем количестве рудных и нерудных карьеров, а также на других объектах промышленных взрывов производятся не более 5 - 10 взрывов в год. В активных карьерах мощность взрывов в среднем колеблется в пределах 15 - 40 тонн, редко достигает 70 - 80 тонн. Но на единичных карьерах-гигантах, таких как Житикаринский асбестовый, или железорудные карьеры Соколовско-Сарбайского объединения даже средняя мощность взрывов достигает 100 и 200 тонн, а

максимальная мощность взрывов может достигать 578 и 625 тонн. Существенный вклад в проведение промышленных взрывов вносят также горнодобывающие предприятия соседних государств, особенно России. Информация о них собирается в основном по литературным источникам, интернету и космическим снимкам. Имеющиеся независимые данные позволили выбрать ряд эталонных событий и отобрать сейсмограммы взрывов по каждому карьеру. Определена группа опорных станций-индикаторов взрывов (рисунок 11).



Квадрат – карьер; треугольник - сейсмическая станция; звездочка - инфразвуковая станция; линия - трасса «опорная станция - карьер»

Рисунок 11. Расположение группы опорных станций - индикаторов

Создается атлас сейсмограмм по опорным станциям. Особое внимание придается поиску эталонных взрывов, по которым имеются точные параметры взрывания, привязка к определенному карьеру и соответствующие записи на станциях. Эталонные события используются для изучения скоростных характеристик среды, повышения точности локализации и проверки возможностей сетей мониторинга, а их сейсмограммы служат образами волновых форм для распознавания взрывов из данного карьера.

Эталонные взрывы могут быть разделены на два типа. Первый тип, - когда известны точные координаты карьера, на котором проведен взрыв, но неизвестно точное время взрывания (в этом случае для определения координат взрывов используются GPSприборы). По этим эталонным взрывам ведется отбор сейсмограмм, служащих образами для распознавания событий и для оценки параметров колебаний. Второй тип эталонных взрывов, более ценный класс событий, - когда известны не только точные координаты взрыва, но и точное время взрывания (точные координаты взрывов измерены GPSприборами, а точное время взрыва определено до сотых долей секунды, например, с помощью цифровых акселерометров, установленных в непосредственной близости от места взрыва). Таких событий всегда мало, но они представляют ценность не только для данного региона, но и для мирового сообщества-сейсмологов. В созданной базе эталонных событий к этому классу взрывов относятся калибровочные взрывы, проведенные на СИП в 1997 - 2002 гг. мощностью от 2 до 100 т, мощные химические взрывы на карьере Каражыра, точное время и координаты которых были получены в ходе полевого эксперимента по инспекции на месте [6], а также мощный промышленный взрыв (2.8 кТ) 22 декабря 2009 г., произведенный в Кыргызстане для перекрытия реки Нарын при создании плотины на ГЭС «Камбарата» [7]. Кроме того, в базу эталонных событий включено несколько экспериментальных химических взрывов на карьерах в Западном Казахстане, проведенных в июне 2010 г. при финансовой поддержке AFTAC силами ИГИ НЯЦ РК. Регистрация взрывов проведена стационарной и временной сетью станций (рисунок 12) с целью уточнения региональных годографов для Центрального, Южного и Западного Казахстана.



стационарная сейсмическая станция;
– инфразвуковая станция;
рудный карьер;
4 – карьер по добыче щебня и строительных материалов;
5 –сейсмическая станция временной сети;
6 –региональный профиль

Рисунок 12. Схема расположения станций при проведении эталонных взрывах в карьерах Западного Казахстана

Таким образом, комплексное изучение сейсмических записей и карьеров, в которых производятся промышленные взрывы, дает возможность сейсмологам с большей точностью производить идентификацию сейсмических событий, отрабатывать методики распознавания, составлять качественные каталоги землетрясений, что в конечном итоге существенным образом влияет на правильность оценок сейсмической опасности на территории Казахстана.
Литература

- Михайлова, Н.Н. Новая сеть казахстанских станций: новые данные о сейсмичности / Н.Н. Михайлова., И.Н. Соколова // Материалы Международной конференции, посвященной 10-летию выпуска сборника научных трудов «Землетрясения Северной Евразии». - Обнинск: ГС РАН, 2008. – С. 180 - 185.
- 2. Годзиковская, А.А. Местные взрывы и землетрясения / А.А. Годзиковская. М., 2000. 110 с.
- Габсатарова, И.П. Методика выявления взрывов в ряде районов действующих карьеров Северного Кавказа / И.П. Габсатарова // Землетрясения Северной Евразии в 2000 г. - Обнинск, 2006. – С. 347 - 358.
- 4. Годзиковская, А.А. Проблема «засорения» региональных каталогов землетрясений местными взрывами / А.А. Годзиковская, А.Г. Бугаевский, И.И. Афанасьева // Изв. РАН: Физика Земли, 1993. № 1. С. 53 61.
- Соколова, И.Н. Распознавание сейсмических источников на территории Семипалатинского испытательного полигона по данным станций сейсмической сети НЯЦ РК / И.Н Соколова, А.К. Мусин, Г.С. Султанова // Вестник НЯЦ РК. Геофизика и проблемы нераспространения. Радиоэкология. Охрана окружающей среды, 2003. - Вып. 2. - С. 61 - 67.
- Михайлова, Н.Н. Определения энергетических и магнитудных характеристик по сейсмическим записям химических взрывов 1997 - 2000 гг. на Семипалатинском полигоне / Н.Н. Михайлова, Т.И. Германова, И.Л. Аристова // Вестник НЯЦ РК. Геофизика и проблемы нераспространения, 2001. – Вып. 2 – С. 90 - 95.
- 7. Абдрахматов, К.Е. Развитие сейсмического мониторинга в Кыргызстане / К.Е. Абдрахматов, А.В. Березина // Вестник НЯЦ РК, 2010. Вып. 3 С. 17 23.

ҚАЗАҚСТАННЫҢ БАЯУ СЕЙСМИКАЛЫҚ АУДАНДАРЫНЫҢ СЕЙСМИКАЛЫҚ ҚАУІПІН БАҒАЛАУЫНДА ӨНЕРКӘСІПТІК ЖАРЫЛЫСТАРЫН СӘЙКЕСТЕНДІРУ

Михайлова Н.Н., Великанов А.Е., Соколова И.Н., Аристова И.Л., Султанова Г.С., Мукамбаев А.С.

ҚР ҰЯО геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Өнеркәсіптік жарылыстар мен жерсілкінулерді тану бойынша жаңа нәтижелері талқылануда. Оларды алуына маңызды негізі болып табылатыны – істегі карьерлерді далалық тексеру, карьерлер, өнеркәсіптік жарылыстар, эталондық оқиғалар бойынша жасалған деректер базалары, сондай-ақ жазбалардың атластары. Қазақстанның баяу белсенді сейсмикалық облыстары үшін оқиғаларды сәйкестендіру бойынша жұмыстардың ерекше маңыздылығы туралы баса айтылады.

IDENTIFICATION OF INDUSTRIAL BLASTS WHEN ESTIMATING SEISMIC HAZARD OF REGIONS OF KAZAKHSTAN WITH LOW SEISMISITY

N.N. Mikhailova, A.E. Velikanov, I.N. Sokolova, I.L Aristova, G.S. Sultanova, A.S. Mukambaev

Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

The paper provides new information on discriminating industrial blasts and earthquakes. The important result is field examination of active quarries at which explosions are conducted, creation of database for quarries, industrial blasts, ground-truth events and atlases of seismic records. The works on identification are very significant for Kazakh-stan regions of low seismic activity.

УДК 534.2: 621.039.9

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДАЛЬНЕГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ИНФРАЗВУКА ОТ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ

Лобычева И.Ю., Сорокин А.Г.

Институт Солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск, Россия

Приведены результаты регистрации станцией Бадары (Тункинский район Республики Бурятия) инфразвука от удаленных ядерных взрывов, произведенных на бывшем Семипалатинском полигоне и в районе озера Лобнор (КНР). Оценено состояние атмосферного акустического канала (ААК) по трассам распространения инфразвука и проведено сопоставление результатов моделирования ААК с данными эксперимента. Предложенная сопоставительная методика позволяет объяснить прохождение и регистрацию, либо отсутствие инфразвукового сигнала на наблюдательной станции соответствующим состоянием атмосферного акустического канала.

Для того чтобы сформировать представление о том, как происходит дальнее распространение инфразвука использовано модельное описание трассы распространения в атмосферном акустическом канале. Применена методика анализа условий распространения сигнала по акустическому волноводу, основанная на использовании некоторого интегрального показателя – «потенциала ААК»

$$U = (\omega - k_x \cdot V_{x})^2 / c^2 - k_x^2, \qquad (1)$$

где: ω – круговая частота звуковой волны, k_x – горизонтальное волновое число, c – скорость звука, V_x – скорость ветра в направлении распространения звуковой волны. Сигнал свободно распространяется в атмосфере, когда U>0 и не распространяется там, где U<0.

Для успешного наблюдения инфразвука малой амплитуды от удаленных источников, необходимо знание метеорологической обстановки и среднего уровня инфразвукового шума в регистрируемом диапазоне частот. Высотное распределение метеорологических параметров (температура, направление и скорость ветра) определяет состояние акустического канала в зоне приема. В то же время, ветровые пульсации на уровне земли приводят к увеличению атмосферного шума, препятствующего уверенной регистрации инфразвуковых сигналов. С целью определения потенциальных возможностей приема сигналов от удаленных импульсных источников проведены непрерывные измерения инфраакустического шума в диапазоне частот 0,1 – 1 Гц в течение длительного периода времени. Одновременно измерялись соответствующие метеорологические величины - скорость и направление ветра, температура, статическое давление атмосферы. Синхронные измерения инфразвукового шума и соответствующих метеопараметров осуществлялись в течение первых 100 сек каждого часа. На основе полученных данных рассчитывались их среднемесячные значения.

Моделирование ААК от ядерных взрывов, произведенных в районе Семипалатинска

В 80-х годах была осуществлена попытка регистрации инфразвуковых сигналов от подземных ядерных взрывов (ПЯВ), производимых на бывшем советском ядерном полигоне в районе Семипалатинска. С развитием баз данных по пространственно-временной структуре поля ветра и температуры появилась возможность построить модель распространения инфразвуковых сигналов от источников различного типа, что важно для понимания функционирования атмосферного акустического канала. Оценка состояния ААК в моменты проведения ПЯВ позволяет понять, почему некоторые из сигналов от ПЯВ не регистрируются. В таблице 1 приведены характеристики нескольких подземных ядерных взрывов, регистрация которых была организована на инфразвуковой станции «Бадары» Института Солнечно-земной физики (ИСЗФ) СО РАН в 1988 г.

Из таблицы 1 видно, что из 4 взрывов реально зарегистрированы только два, произведенные 03.04.1988 г. и 22.04.1988 г. При этом азимут наблюденных сигналов соответствует азимуту на Семипалатинск (266°, 270°). Уровень атмосферного шума на станции в период наблюдений был различным и наибольшим при взрыве 06.02.1988, что может объяснить, почему сигнал от этого ПЯВ не был обнаружен.

Таблица 1. Характеристики инфразвуковых сигналов от подземных ядерных взрывов, зарегистрированных инфразвуковой станцией ИСЗФ СО РАН

Дата	Время, мск	Мощность, кт	Расстояние, км	Уровень атмо- сферного шу- ма, 10 ⁻¹ ПА	Наличие эффекта	Размах давления, 10 ⁻¹ ПА	Период сигнала, с	Азимут ис- точника, град	
06.02.1988	07.20	20	1700	5	нет	-	-	-	
03.04.1988	05.35	150	1700	2,5	есть	5	6	266	
22.04.1988	13.30	20	1700	0,3	есть	0,5	6	270	
14.09.1988	08.00	150	1700	2	нет				

Ниже рассмотрено состояние атмосферного акустического канала по трассе Семипалатинск - Иркутск для ядерных взрывов, произведенных на Семипалатинском полигоне, и зарегистрированных станцией «Бадары». На рисунках 1а-е приведены результаты расчета потенциала U акустического канала (формула 1) для некоторых характерных пунктов исследуемой трассы на основе Интерактивсистемы архивных метеоданных IDEAS ной (Investigation of Distributed Environmental. Archives System). В этой системе аэрологические данные привязаны к узлам координатной сетки и интерполируются по долготе и широте с разрешением 2.5, 5 и 30 градусов. Максимальная высота зондирования достигает 10 мбар (около 30 км).

Для исследования общего состояния ААК трассы «Иркутск - Бадары» рассчитаны значения потенциала ААК для 6-ти пунктов: Иркутск, Семипалатинск, Усть- Каменогорск, Горноалтайск, Улан – Удэ, Чита. На рисунках 1а-е представлен высотный разрез годового хода потенциала U. Абсолютно черный цвет соответствует потенциалу U<0 и отображает зоны запирания (нераспространения), светлый цвет соответствует значениям U>0 и отображает зоны свободного распространения сигнала. По оси ординат отложена изобарическая высота в миллибарах (геометрическая высота растет вниз), по оси абсцисс – время в единицах запусков метеозондов. Таким образом, представленные значения потенциала U имеют вид высотных разрезов годового хода состояния акустического канала в изучаемом пункте.

Отчетливо видны чередующиеся черно-белые состояния ААК с периодом 7 - 10 дней, повидимому, связанные с синоптическими явлениями. По представленным значениям потенциала видно, что трасса акустического канала имеет вид эпизодически образующихся зон ААК, обеспечивающих прохождение инфразвукового сигнала.

Наибольший интерес представляют состояния ААК в момент проведения взрывов, подтвержденных наблюдениями: 03.04.1988 г. (мощность 150 кт) и 22.04.1988 г. (мощность 20 кт). На рисунке 1а, относящемся к пункту Иркутск, моменту регистрации взрыва 03.04.1988 г. соответствует позиции на оси абсцисс 380, взрыву 22.04.1988 г. - позиция на оси абсцисс 452, тестовому взрыву 14.09.1988 г. - позиция 1033 (показаны треугольными метками). Видно, что 03.04.1988 г. зона ААК характеризовалась положительным потенциалом, могла способствовать прохождению инфразвукового сигнала к станции «Бадары» на высоте до 30 км, однако границы ААК размыты и запирающий слой отсутствует, что говорит в пользу только свободного распространения сигнала, а 22.04.1988 г. потенциа ААК в этой зоне близок к отрицательным значениям и соответствует зоне нераспространения. Тестовый взрыв, произведенный 14.09.1988 г. на Семипалатинском испытательном полигоне, не был зарегистрирован средствами инфразвукового мониторинга на станции «Бадары».



Рисунок 1. Результаты расчета ААК на основе данных IDEAS за 1988 год для пунктов трассы Иркутск – Семипалатинск

Результаты моделирования, приведенные на рисунке 1а, показывают, что отсутствие действующего ААК на момент взрыва 14.09.1988 г. связано с образованием на высотах до 30 км зоны нераспространения с U<0.

В соответствии с данными IDEAS на нижних высотах (до 30 км, рисунок 1) для события 03.04.1988 г. имелись условия для свободного распространения. Однако, зарегистрированный инфразвуковой сигнал от события 22.04.1988 г. не может быть удовлетворительно объяснен только на основе данных IDEAS, ограниченных высотой 30 км. Поэтому была использована глобальная климатическая модель циркуляции средней и верхней атмосферы MSIS 2000 (Mass Spectrometer and Incoherent Scatter), которая охватывает больший диапазон высот. Согласно модели MSIS 2000 и HWM93 (Horizontal Wind Model) для даты 03.04.1988 г. на высоте около 50 км виден запирающий слой, обеспечивающий существование атмосферного акустического канала. Состояние ААК на 03.04.1988 г., согласно модели MSIS 2000, свидетельствует о том, что на высоте около 50 км, аналогично состоянию ААК за 03.04.1988 г., наблюдается запирающий слой, способствующий формированию ААК. По высотному профилю потенциала ААК для Иркутска за 14.09.1988 г. отмечено, что значения потенциала практически не переходят через ноль, т.е. почти не являются отрицательными на стратосферных высотах. В этом случае, запирающий слой очень слабый или вообще отсутствует, и поэтому существование ААК на этих высотах невозможно.

Таким образом, можно предположить, что искомые инфразвуковые сигналы 03.04.1988 г. и 22.04.1988 г. были приняты, отраженными от высот атмосферы около 50 км.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ААК ОТ ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА В АТМОСФЕРЕ В РАЙОНЕ ОЗЕРА ЛОБНОР (КНР)

Инфразвуковой сигнал от ударной волны ядерного взрыва в атмосфере имеет большую амплитуду и почти изотропен, при благоприятном состоянии атмосферы может быть захвачен в ААК, и распространиться на значительное расстояние от источника. Ниже рассмотрены некоторые характеристики сигнала от ядерного взрыва, зарегистрированного на инфразвуковой станции ИСЗФ СО РАН «Бадары» в 1976 г. Ядерный взрыв был произведен 23.01.1976 г. в гористой местности северо-запада КНР вблизи озера Лобнор (40°N, 90°E). Расстояние между эпицентром взрыва и инфразвуковой станцией «Бадары» составляет примерно 1600 км. Инфразвуковой сигнал, полученный на этой инфразвуковой станции, показан на рисунке 2, его характеристики приведены в таблице 2.

Форма сигнала сложная с чередованием нарастающей со временем амплитудой последовательности квазипериодических сигналов. Вычисленные углы прихода инфразвукового сигнала указывают, что данный сигнал пришел отраженным с относительно небольших высот. Сложная структура сигнала может быть объяснена: а) особенностями трассы распространения в ААК, б) характером излучения в эпицентре источника. Имея в распоряжении распределение поля ветра и температуры по данным IDEAS можно представить структуру атмосферного акустического канала любой протяженности. В данном случае протяженность акустического канала составляла 1600 км. Географическое положение трассы таково, что она проходит через 7 населенных пунктов, находящихся на территориях России, Монголии и Китая, обеспеченных метеорологической информацией. Соответственно, это пункты Иркутск, Мурен, Улясутуй, Алтай, Ном, Хами и Лобнор. На рисунке 3 представлено пространственновременное распределение потенциала U акустического канала для трассы Лобнор – Иркутск в течение 1976 г.



Рисунок 2. Инфразвуковой сигнал от ядерного взрыва, произведенного в КНР 23.01.1976 г., зарегистрированный на станции «Бадары»

Таблиі	ıa 2	Характе	ристики	инфразе	укового	сигнала	от яд	ерного	взрыва	23.01.	1976	в КНР
			F	·· · · · · · · · · · · ·								

Дата	Время			Тс			Схоляний угол, град		
	начало	конец	Амплитуд, моар	1, 0	Азимут, град	скорость, м/с	сходящий угол, град	дистанция, км	
23.01.1976	14.20	15.00	20	5.3	217	355	65 49	1600	



Рисунок 3. Пространственно-временное распределение потенциала U ААК для пунктов инфразвуковой трассы Лобнор – Иркутск

Из рисунков видно, что максимум пространственно-временного распределения потенциала ААК для сигналов, принятых по азимуту 217°, приходится на зимнее время, летом ААК также присутствует, но его эффективность несколько меньше. Эффективность ААК имеет наивысшее значение в атмосфере эпицентра взрыва (пункт Лобнор). Здесь присутствует мощный волноводный слой, начиная с высоты 200 миллибар (~12 км). В пункте Хами (к северо-востоку ~ 200 км) эффективность ААК постепенно уменьшается, смещаясь в область более низких высот. В пункте Алтай (КНР) эффективность ААК хотя и сохраняется на достаточно высоком уровне, но также имеется тенденция к уменьшению эффективной ширины ААК. Тенденция небольшого уменьшения эффективности ААК сохраняется для пунктов Алтай (КНР) и Улясутуй (МНР), вместе с тем наблюдается некоторая неровность верхней части ААК, которая может быть связана с переменным характером ветра в атмосфере средних широт на высоте около 10 км. Пункты Мурен (МНР) и Иркутск (РФ) характеризуются практически похожими по эффективности ААК. ААК здесь локализован на высотах 7 - 10 км.

ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАРДАН ИНФРАДЫБЫС АЛЫСҚА ТАРАЛУЫН МОДЕЛЬДЕУ

Лобычева И.Ю., Сорокин А.Г.

РҒА СБ Күн-жер физикасы институты, Иркутск, Ресей

Семей полигоны ауданында және Лобнор көлі ауданында (ҚХР) жүргізілген алыстағы ядролық жарылыстардан Бадары станциясымен (Бурятия Республикасы, Тункин ауданы) инфрадыбысты тіркеу нәтижелері келтірілген. Инфрадыбыс таралу трассалары бойынша Атмосфералық акустикалық арнаның (ААА) күйі бағаланған және ААА модельдеу нәтижелерін эксперимент деректерімен салыстыруы жүргізілген. Айтылған салыстыру әдісі, инфрадыбыс сигналы өту мен тіркелуін немесе бақылау станциясында жоқ болуын атмосфералық акустикалық арнаның тиісті күйіне байланысты болуын көрсетеді.

MODELLING OF DISTANT INFRASOUND PROPAGATION CAUSED BY NUCLEAR TEST

I.Yu, Lobycheva, A.G. Sorokin

Institute of Solar-Terrestrial Physics Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

Recording results of infrasound from distant explosions at Semipalatinsk Test Site and in the area of Lobnor lake (China) recorded by Badary station (Turinsky region, Republic of Buryatia) are given. Condition of atmospheric acoustic channel (AAC) located on the path of infrasound signal propagation was estimated; AAC modeling results were compared with experimental data. Described comparative methodology allowed explaining propagation and recording or lack of infrasound channel.

УДК 621.039.009 (100)

ПРОВЕДЕНИЕ КОМПЛЕКСНОГО ПОЛЕВОГО ЭКСПЕРИМЕНТА (ИПЭ08) ОДВЗЯИ

Арндт Р., Прах М.

Организация по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний, Вена, Австрия

Описан Комплексный полевой эксперимент ИПЭ08 на территории Семипалатинского испытательного полигона, самый масштабный и результативный из проведенных Временным техническим секретариатом ОДВЗЯИ в поддержку ядерного нераспространения.

Организация по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ОДВЗЯИ) проводит различные целенаправленные полевые эксперименты по инспекции на месте (ИНМ) с выездом в разные страны. Среди них Комплексный полевой эксперимент ИПЭ08 был самым масштабным и сложным. Дивизион Инспекции на месте ОДВЗЯИ провел первый комплексный эксперимент с 25 августа по 25 сентября в 2008 г. в Казахстане. Мандат Временному техническому секретариату (ВТС) на проведение крупномасштабного полевого учения был выдан Подготовительной Комиссией (ПК) ОДВЗЯИ. Директивными стали такие документы, как «Планирование и подготовка к Интегрированному полевому эксперименту ИНМ (CTBT/PTS/INF.784)», «Цели и охват Интегрированного полевого эксперимента 2008 (CTBT/PTS/INF.863)», которые созданы на основе отредактированной версии Стратегического плана ИНМ (CTBT/PTSINF.793) и конкретных рекомендаций по данному крупномасштабному эксперименту от Рабочей группы Б, сделанных на ее XXV Сессии.

Задачи

Основной задачей ИПЭ08 была реализация положений Договора о начальном и продолженном этапах проведения ИНМ с опробованием как можно большей части основных элементов комплексной системы ИНМ - "... испытание и оценка как в итабных, так и в полевых условиях, внедрение таких элементов ИНМ как пробное руководство, оборудование, стандартные операционные процедуры и инфраструктура..." В частности, процедуры ИНМ, содержащиеся в Руководстве по ИНМ, были опробованы в сжатых временных и пространственных рамках. Дополнительной задачей ИПЭ08 было внесение вклада в продвижение режима ИНМ к стадии Оперативной готовности.

Основное действие сценария эксперимента началось с инспекционного мандата Исполнительного совета ОДВЗЯИ на проведение расследования по факту возможного проведения ПЯВ в стране «Аркания». В качестве площадки для проведения ИПЭ были выбраны тысяча квадратных километров территории на бывшем советском испытательном полигоне вблизи Семипалатинска в Казахстане. Казахстан как принимающее государство предоставило всю необходимую техническую поддержку для проведения данного эксперимента. Принимающее государство помогло в подготовке площадки согласно запланированному сценарию и оказало поддержку своим участием в качестве команды Инспектируемого государства-участника (ИГУ), а также предоставило вертолет и иные средства транспортировки.

План действий ИНМ был разработан для проведения двух фаз: начальной и продолженной, - и обеспечивал решение следующих практических задач:

- сбор и интерпретация имеющихся данных о месте проведения учений; оценка оперативного опыта; обеспечение соответствия операций Договору;
- обеспечение безопасных условий для здоровья участников;
- логистика: доставка и обратная отправка 55 тонн оборудования (стоимостью 6 миллионов \$ & CiK); развертывание контингента из 40 инспекторов на 4 недели и их благополучное возращение;
- воздушные операции: первоначальный и дополнительные облеты в рамках визуальных наблюдений; бортовое радиосканирование инспектируемой зоны; аэромагнитная съемка; круглосуточное дежурство на случай крайней необходимости; незапланированные полеты по перевозке груза.

Полный комплект оборудования прибыл в назначенное место вовремя. Предусмотренная команда в составе 4 человек прибыла за 24 часа до прибытия основного состава Инспекционной команды, а инспекционное оборудование, как и планировалось, прибыло за 12 часов до начала инспекционных действий. Поддержка в рабочей силе (5 человек), запрошенная у ИГУ, помогла команде, прибывшей заранее, установить базовый лагерь (База работ) из палаток для совещаний, под столовую, душевых и др. (рисунки 1, 2).

Планирование

Зона проведения Инспекции была определена внутри границ бывшего Семипалатинского ядерного испытательного полигона, на котором сохранились признаки проведения ядерных испытаний в прошлом (рисунок 3).

ПРОВЕДЕНИЕ КОМПЛЕКСНОГО ПОЛЕВОГО ЭКСПЕРИМЕНТА (ИПЭ08) ОДВЗЯИ



Рисунок 1. Базовый лагерь



Рисунок 2. Вертолет МИ-8, использованный в облетах инспектируемой зоны



а – инспектируемая зона



б – преобладающая геоморфология

Рисунок 3. Семипалатинский испытательный полигон

Инспекционная команда (ИК) для проведения учений формировалась из специалистов, прошедших обучение по специальным программам при ОДВЗЯИ, а также из числа тех, кто активно участвовал в разработке технологий ИНМ, составлении Операционного руководства ИНМ (рисунок 4). Ключевые члены команды Инспектируемого государства - участника отбирались из ведущих специалистов, занимавшихся разработкой технологических возможностей ИНМ при поддержке казахстанской стороны.

Сценарий учения был адаптирован к Зоне инспекции (ЗИ), предоставленной принимающей казахстанской стороной, оказавшейся в основном равнинной площадью с множеством скважин от ранее проведенных ядерных испытаний. Кроме того, в зоне инспекции были установлены ложные объекты для стимуляции полного охвата состава поисковых работ и применения различными командами всех типов доступного оборудования как при начальной фазе, так при продолженной фазе ИПЭ08.



Рисунок 4. Члены инспекционной команды и сопровождения

МЕТОДЫ НАЧАЛЬНОЙ ФАЗЫ ИНМ

Во время развертывания полевых работ на начальном этапе были применены следующие ключевые методы Инспекции на месте: визуальные наблюдения, гамма- съемка, пассивный сейсмологический мониторинг афтершоков, радионуклидные наблюдения.

Визуальные наблюдения

Целями команды визуального наблюдения были определение границ Зоны инспекции, выбор точек въезда/выезда, подтверждение основных маршрутов въезда/выезда из Зоны инспекции, изучение топографических особенностей, техногенных изменений геологических пород на дневной поверхности вследствие техногенного вмешательства на основе карт и с помощью наземных и воздушных операций, а также составление планов облетов. Во время первоначального облета - подтвердить границы Зоны инспекции, маршруты основных дорог и пункты въезда/выезда.

Дополнительные задачи визуальных наблюдений – оказать содействие другим командам во время развертывания, сделать соответственные снимки с воздуха и на земле, идентифицировать соответствующие особенности рельефа и поверхности с воздуха и в ходе наземной операции, направить другие группы к местам, вызывающим подозрения и проявлять гибкость в ответ на непредвиденные условия, такие, например, как проведение наземных визуальных наблюдений вместо первоначального облета в случае плохой погоды.



Рисунок 5. Схема профилей гамма-съемки

Воздушные облеты проведены удачно и охватили 70% Зоны инспекции (рисунок 5). Полеты выполнялись на высоте 60 м, расстояние межу галсами 500 м, скорость порядка 180 км/час.

Во время облета проведена гамма-съемка с применением больших йодисто-натриевых детекторов, предоставленных Финляндией. Общая продолжительность съемок составила 12 час. По результатам воздушной гамма-съемки выявлено 4 аномальных точки (рисунок 6-а), но при этом не было обнаружено ни одного релевантного радионуклида. Проведена также наземная гамма-съемка с использованием аппаратуры, предоставленной Германией. В процессе девяти выездов охвачены все наиболее важные участки инспекционной зоны (рисунок 6-б).

Диапазон значений спектрометра CPS составил 1500 – 6500. Выявлено несколько аномалий. Наибольшие аномальные значения гамма-съемка выявила в районе скважины 130 (до 6500 срѕ) и в районе Озера (до 2000 срѕ). Несмотря на то, что релевантные радионуклиды не были выявлены, все же в двух случаях приборы указали на их присутствие. ИГУ потребовало провести рекалибровку оборудования по анализу ксенона. После проведения автомобильной съемки и повторной съемки с ручным спектрометром, окончательный результат оказался отрицательным.

Радионуклидные наблюдения/Оборудование для обнаружению инертных газов

Во время ИПЭ08 радионуклидная команда (РК) исполняла множество ролей. Основная роль заключалась в поиске радионуклидных проявлений, которые указывали бы на проведение ядерного взрыва. Дополнительная роль сводилась к обеспечению безопасности полевого лагеря и оказанию поддержки другим командам путем их сопровождения сотрудниками радиологической безопасности за пределами полевого лагеря для выполнения инспекционных обязанностей. Члены этой команды оказывали поддержку логистическим работам. Предварительно команда провела первоначальную гамма-съемку на территории полевого лагеря. Результаты съемки показали фоновую радиоактивность (на уровне 60 -90 нЗв/час), что подтверждало отсутствие радиологической опасности для здоровья участников учений в полевом лагере.

На рисунке 7-а показана схема отбора проб. Виды взятых проб: почва, растительность, почвенный газ, атмосферный газ и частицы воздуха. Общее количество взятых проб - 34, в том числе: на Ar³⁷ – две пробы грунта – обе отрицательные; шесть проб на ксенон – одна проба положительная, пять отрицательных; три растительные пробы – все отрицательные; одна проба воздуха – отрицательная; 22 проб почвы - все отрицательные.



СРS: 1 – 151,68 – 783,67; 2 - 783.68 – 1567.34; 3 - 1567.34 – 2351,00; 4 - 2351.00 – 3134.67; 5 - 3134.68 – 3918.34 **а** – воздушная

Отбор проб на Ar³⁷проводился при бурении

шпура (глубиной 1 - 2 м), установке пробоотборной трубки в скважину и откачке воздуха. На оперативной базе было размещено оборудование системы MARDS-IA, предоставленной КНР, для обнаруже-



СРS: 1 – 3134.68 – 3918.34; 2 – 2351.01 – 3134.67; 3 – 1567.35 – 2351.00; 4 – 783.68 – 1567.34; 5 – 151.68 – 783.67 **б** – наземная

Рисунок 6. Результаты гамма-съемки

Таблица. Результаты анализа проб на Ar³⁷

Номер пробы	020	021
Координаты места	50.12864,	50.08848,
отбора пробы	77.72900	77.73879
Скорость пробоотбора, л/мин	10	10
Общий объем, л	214.7	187.9
Эффективность, %	62	68
Номер счетчика	8	2
Фон, срѕ	0.03	0.11
Время измерений, с	1000	1000
Скорость счета, срѕ	0.03	0.11

ния Ar³⁷. На этом оборудовании сначала проводились сепарация и очистка пробы, затем проба помещалась в аналитический блок, где определялось содержание Ar³⁷ (рисунок 8). Результаты анализа проб на Ar³⁷приведены в

таблице. Как следует из таблицы, содержаний Ar³⁷ выше,

чем порог обнаружения оборудованием MARDS-IA, не установлено.



в – отбор пробы на Ar³

Рисунок 7. К проведению радионуклидных наблюдений и обнаружению инертных газов



а- блок для сепарации и очистки



б – аналитический блок

Рисунок 8. Базовый лагерь. Обработка пробы на аргон-37

Пассивный сейсмологический мониторинг афтершоков (SAMS)

Задачами команды SAMS были развертывание полевой функциональной сети, испытание оборудования, определение рабочей нагрузки для команды, исходя из ее структуры. Дополнительные задачи – опробование методов обнаружения и анализа сейсмических событий, создание базы данных из зарегистрированных данных и результатов их анализа, а также проверка процедур по эксплуатации сети. Завершающими задачами были предоставление результатов работы SAMS руководителю инспекционной команды и оценка принципов взаимодействия коман-



а – волновые формы зарегистрированных сигналов

ды SAMS с остальными группами инспекционной команды. В самом начале инспекционного периода команда SAMS установила функциональную сейсмическую сеть SAMS из 30 мини-групп и трех трехкомпонентных станций. Предварительно оборудование было протестировано. Одновременно была проведена оценка рабочей нагрузки команды и ее структуры во время развертывания и обслуживания сети. Были собраны данные и продемонстрированы методы обнаружения и анализа данных (рисунок 9).

Проведенные работы предусматривали тестирование процессов и процедур, которые были разработаны на подготовительной стадии.



б – луч реконструкции

Рисунок 9. Пассивный сейсмологический мониторинг афтершоков

Результаты начальной фазы ИНМ

Начальная фаза ИНМ предоставила возможность использовать уроки предыдущих учений и провести существенную работу в подборе необходимого оборудования для ИПЭ. Так, например, основываясь на уроках полевого эксперимента, проведенного в 2002 г. (ПЭ02), была проведена замена модификации сейсмических станций, вариантов аппаратного и программного обеспечений Центра данных. Результаты направленного эксперимента в 2004 г. (НЭ04), а также эксперимента 2007 г. в Швеции обеспечили данными по эксплутационным/рабочим характеристикам трехкомпонентных станций и сейсмических мини-групп. Была разработана новая документация для процессов и процедур ИПЭ, а также новый комплект шаблонов. Была установлена структура команд и ее члены прошли дополнительное обучение. Были определены логистические требования и подготовлена часть SAMS для начального инспекционного плана, согласованная с ИК.

Проведенные работы подтвердили, что оперативное применение инструментов ИНМ оказалось удачным, включая транспортировку, пусконаладочные работы, подготовку к операциям, отбор проб, обработку проб, измерительные работы и ведение отчетности по результатам эксперимента.

Методы продолженной фазы ИНМ (геофизика)

Начальная фаза ИНМ в зоне инспекции перешла в так называемую продолженную фазу. По ДВЗЯИ продолженная фаза инспекции предусматривается в том случае, когда результаты начальной фазы доказывают необходимость применения дополнительных инспекционных методов и приемов. Методы продолженной фазы ИНМ использованы для опробования методов характеризации подземных особенностей, которые не могут быть идентифицированы визуальными средствами. Целями команд этого периода ИНМ были сбор улик для проверки гипотезы об инициирующем событии и идентификация вероятных целевых объектов с использованием геофизических методов. Локализация этих объектов проводилась с использованием результатов начального периода ИНМ. Команда инспекторов продолженной фазы ИНМ была нацелена на дальнейшее сужение границ зоны поиска на основе результатов дополнительных облетов с проведением аэромагнитной полевой съемки, а также наземных геофизических методов. Оборудование инспекционной команды включало два магнитометра, аппаратуру для каротажа сопротивлений, георадар, станцию для географической съемки, инструменты визуального наблюдения (бинокли, камеры), ударопрочные портативные компьютеры и программы обработки геофизических данных и изображений. Было использовано также дополнительное оборудование, безвоздмездно предоставленное рядом стран.

Магнитные наблюдения

Задачами магнитной съемки были картирование магнитного поля и измерение отклонений в магнитном поле земли, вызванных железосодержащими объектами в земле. Использовано аэромагнитное оборудование, а также наземные магнитометры (рисунок 10).

Наземные магнитные измерения проведены с прибором GSM19, который оказался не подходящим для участков с высоким градиентом магнитного поля, и прибором Geometrics G858, который оказался более технологичным для целей ИНМ. На рисунке 11 продемонстрирована важность магнитных измерений при обнаружении закамуфлированных скважин с металлической обсадкой, а также многосторонние возможности при обнаружении глубоких и неглубоких неоднородностей (что затрагивает и вопросы радиационной безопасности).

Установлено, что использованное программное обеспечение Geosoft Oasis Montaj соответствует



а – воздушный вариант

требованиям к программам для обработки данных ИНМ. Из-за слабых сигналов при работе в воздухе, сделан вывод о том, что необходимо иметь на борту приборы GPS или использовать способы, компенсирующие движение летательного аппарата, для повышения точности позиционирования и разрешающей способности магнитных данных.

Электроразведка методом МПП

Основные задачи проведения поверхностных и глубинных измерений удельной электропроводности - это обнаружение металлических объектов, скрытых под землей, и установление возможных нарушений в подземной геологической среде. Опробована электроразведка методом переходных процессов при расстоянии между генераторной и приемной петлями 10 м. Использовано оборудование Zonge - небольшая портативная система (передатчик). Обработка результатов измерений выполнена с использованием программы Res2Dinv и сглаживания при удвоенной ячейке (рисунок 12).



б – пешеходный вариант (градиометр с GPS навигатором)



Рисунок 11. К результатам магнитной съемки



Рисунок 12. К проведению электроразведки методом МПП

Георадарная съемка

Задача применения зондирования георадаром - локализация объектов, скрытых под землей, которые могут являться частью инфраструктуры проведения ядерного взрыва. Использован радар EM31 (рисунок 13).



Рисунок13. Работы с георадаром

К сожалению, данных с помощью EM31 собрано не было. Необходим EM31 с встроенным GPS. Опыт команды показал, что глубина проникновения зондирующих импульсов при данных радарах не слишком мала для обеспечения полезной информацией. Должна быть дана оценка по использованию EM61/63 в будущем. Данные технологии потенциально эффективны. Инспекционная команда согласилась с тем, что необходима передвижная комплексная платформа, где могут быть размещены сразу несколько приборов для разных методов, что значительно бы улучшило оперативность работ.

Результаты

В проведении ИПЭ08 было задействовано 185 человек и 55 тонн оборудования. В результате получено около 900 уроков, которые станут основой для создания более надежной третьей опорной «колонны» верификационного режима ДВЗЯИ – Инспекции на месте, - ее целенаправленного движения вперед.

Впервые были испытаны в комплексе при интенсивной и масштабной работе элементы ИНМ, такие как Пробное руководство, оборудование, стандартные операционные процедуры (SOPs) и вспомогательная инфраструктура. Получен ценный опыт, окончательная оценка и разбор результатов нашли свое отражение в Плане действий ИНМ, который определяет направление работ по развитию режима ИНМ на период 2009 - 2013 гг.

ОДВЗЯИ приступит к разработке недостающих технологий, таких как активная/резонансная сейсмика, Multi-Spectra и др. Научное/ИНМ сообщество должно внести вклад в разработку Логики поиска, Спецификаций на оборудование, Операционных процедур. Политическим деятелям нужно принять решения по использованию спутниковой съемки, GPS навигации, цифровой фотографии.

ЯСБТСШҰ КЕШЕНДІ ДАЛАЛЫҚ ЭКСПЕРИМЕНТІН (ИПЭ08) ЖҮРГІЗУ

Арндт Р., Прах М.

Ядролық сынауларына бәрін сыйдыратын тыйым салу туралы шартының ұйымы, Вена, Австрия

Ядролық таратпауын қолдауына ЯСБТШҰ Уақытша техникалық хатшылығы жүргізгендерінен ең масштабты және нәтижелі болған Семей сынау полигоны аумағындағы ИПЭ08 Кешенді далалық эксперименті сипатталған.

THE CONDUCT OF THE INTERGRATED FIELD EXERCISE (IFE08) OF THE CTBTO

R. Arndt, M. Prah

Comprehensive Nuclear Test-Ban Treaty Organization, Vienna, Austria

The widest and most complex activity of the Provisional Technical Secretariat of the CTBTO, Integrated Field Exercise (IFE08) conducted from 25 August to 25 September 2008 in Kazakhstan has been described in the paper.

УДК 556.3:621.039.9

РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ АНАЛИЗ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПРИ ПРОВЕДЕНИИ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Горбунова Э.М., Свинцов И.С.

Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия

Приведены результаты анализа изменения гидрогеодинамической обстановки на одном из участков Семипалатинского испытательного полигона, обусловленного проведением подземных ядерных взрывов в течение 1983 - 1987 гг. Структурно-геологические и гидрогеологические условия района исследований предопределяют неоднозначную реакцию водоносного горизонта на взрывное воздействие. Установлены закономерности распределения амплитуд подъема уровня и формирования воронки депрессии, прослежено снижение пьезометрической поверхности и изменение уклонов подземного потока.

Введение

Наблюдения за режимом подземных вод на Семипалатинском полигоне первоначально проводились эпизодически, при ряде подземных ядерных взрывов (ПЯВ), в том числе и при первых крупномасштабных экспериментальных взрывах на выброс (1003, 1004) [4]. Стационарные гидрогеологические измерения были организованы только в 1983 г. в юго-западной части площадки Балапан на участке размером 4×4 км. Для оценки влияния ПЯВ на изучаемый массив горных пород на протяжении 1983 -1987 гг. выполнялся поэтапный комплекс геологогеофизических исследований, включавший гидрогеологическое опробование пробуренных скважин и ежедекадный мониторинг уровня подземных вод. При проведении ПЯВ дополнительно измерялись вариации уровня с частотой от первых часов до первых суток (в зависимости от радиационной обстановки) [5]. Для получения аналоговой записи реакции подземных вод при ПЯВ на отдельных скважинах устанавливались самописцы (ДУП-25 и ДУП-50), работавшие в автоматическом режиме. По результатам экспериментальных исследований удалось детально оценить последствия нарушения гидрогеологического режима при проведении 15-ти ПЯВ, произведенных на расстоянии до 9 км от наблюдательных скважин.

Участок наблюдений приурочен к аллювиальнопролювиальной равнине, пологонаклоненной и задернованной. Абсолютные отметки уменьшаются по направлению на северо-восток от 339,1 м (скв.25) до 328,6 м (рисунок 1). Дневная поверхность частично осложнена поствзрывными деформациями в виде валовой понижений с перепадами высот до $\pm 1 - 2$ м, протяженных трещин в радиусе до 1 км от эпицентров 4-х ПЯВ, выполненных в период с 1972 г. по 1981 г. (до начала стационарных наблюдений за режимом подземных вод) [6]. Следует отметить, что на юге участка в скважине 1061 было проведено самое мощное испытание на СИП, на северо-востоке в скважине 1304 выполнен первый групповой ПЯВ [3].

Геолого-гидрогеологические условия участка исследований

В пределах участка преимущественно развиты осадочно-эффузивные отложения кояндинской свиты нижнего карбона, представленные переслаивающимися песчаниками, сланцами, туфопесчаниками, и имеющие выраженное падение на северо-восток. На северо-западе и юго-востоке участка осадочноэффузивная толща пронизана многочисленными крутопадающими субвулканическими интрузиями дайками диоритового порфирита. На северо-востоке участка в геологическом разрезе преобладает терригенно-осадочная фракция, представленная гравелитами, конгломератами (скв.1304).



Скважины (здесь и далее): 1 – наблюдательные, (2 – 4) – экспериментальные с проведенными ПЯВ,

2 – повлиявшие на режим подземных вод, 3 – с кратковременным воздействием, 4 – до начала наблюдений, 5 – изогипсы рельефа, м

Рисунок 1. Схема участка и района работ

Верхнепалеозойские интрузивные образования залегают на разных глубинах: в скважине 1314 - на глубине 575 м, на северо-востоке участка - непосредственно под осадочным чехлом - отложениями неогена (рисунок 2). Вдоль юго-западной границы выделено разрывное нарушение северо-западного простирания, соответствующее направлению региональных структур. Рассматриваемое нарушение является гидрогеологически активным и прослеживается на юго-восток на расстоянии более 10 км в пределах мелкосопочника, служащего областью питания подземных вод.

Изменчивость литологического состава и физико-механических свойств коренных пород предопределяет значительную изрезанность поверхности кровли коренных пород. Перепад высот палеорельефа достигает 30 м (рисунок 2). В северо-восточном направлении проходит палеодолина, днище которой полого наклонено на юго-запад. Неровности палеорельефа выполнены глинами неогена с закономерным увеличением мощности вниз по склону палеодолины от 5 м до 20 м и более.

На северо-западе и востоке возвышенные участки характеризуются выклиниванием глин неогена и представляют собой "эрозионные окна", служащие



эффузивно-осадочные отложения нижнего карбона;
 – верхнепалеозойские интрузивные образования;
 3 – геологическая граница;
 4 - разрывное нарушение;
 5, 6 – отложения неогена (водоупорные глины):
 5 – граница распространения с бергштрихами;
 6 – изолинии мощности, м



локальными зонами инфильтрационного питания подземных вод. Мезозойская кора выветривания мощностью до 14 м имеет ограниченное распространение. Участок работ повсеместно перекрыт чехлом рыхлых песчано-глинистых отложений четвертичного возраста мощностью от первых метров в северной части до 15 м на юго-востоке.

Подземные воды приурочены к верхней зоне экзогенного выветривания коренных пород и вскрыты на глубине от 15 м (скв. 23) до 37 м (скв. 1). Распределение напоров соответствует палеорельефу участка (рисунок 3). В пределах переуглублений палеодолины напоры возрастают до 10 и более метров, в бортах – уменьшаются, на востоке участка развиты безнапорные подземные воды (скв. 22, 23). Вдоль разрывного нарушения северо-западного простирания величина напора увеличивается от 3,6 м (скв. 25) до 7,5 м (скв. 2). Рассматриваемый участок расположен в области транзита подземных вод с основным направлением движения на северо-восток. Локальное отклонение подземного потока по направлению на северо- и юго-запад, вероятно, связано с наличием гидрогеологически активного разрывного нарушения и проведением ПЯВ, расположенных вдоль нарушения.



Шкала изогипс палеорельефа – на рисунке 2

1 2 0.04 3

Изолинии напора подземных вод в условиях: 1 – естественных, 2 – техногенно-нарушенных проведением ПЯВ в скважине 1318. 3 – основное направление движения подземных вод и скорость снижения уровня в естественных условиях, см/сут

Рисунок 3. Схема распределения напора подземных вод

В геологическом разрезе выдерживается вертикальная зональность фильтрационных свойств. Повышенная водообильность водовмещающих пород сильно трещиноватых, подверженных интенсивному выветриванию, соответствует относительно высокому гипсометрическому положению кровли (рисунок 4).



Рисунок 4. Диаграмма распределения водопроводимости по глубине залегания кровли водовмещающих пород

С увеличением глубины фильтрационные свойства водовмещающих пород снижаются. Неравномерный разброс значений водопроводимости в разные периоды гидрогеологического опробования обусловлен проведением ПЯВ.

Режим подземных вод

Гидрогеологическая ситуация рассматриваемого участка не стабильна в связи с эпизодическим проведением ПЯВ. С 1983 г. по 1987 г. (рисунки 1, 5) в его пределах преобладает снижение уровня подземных вод, осложненное кратковременными подъемами, вызванными проведением 15-ти ПЯВ. В ряде случаев отмечается наложение изменений гидрогеодинамической обстановки от ПЯВ на остаточное восстановление пьезометрической поверхности (например, серия ПЯВ 1061'+1341 - 1322 и 1315 -1318). Соответственно, судить о продолжительности развития техногенно-нарушенной гидрогеологической ситуации на данном этапе исследований не представляется возможным.



Рисунок 5. Диаграммы уровня подземных вод по скважинам: а – 1, 2; б – 25, 27, 28; в – 18, 19



Рисунок 5. Диаграммы уровня подземных вод по скважинам: г – 20, 21; д – 22, 23

Исключение составляет период моратория (с августа 1985 г. по февраль 1987 г.), на протяжении которого по скважинам 1, 2 (рисунок 5а); 18, 19 (рисунок 5в); 22, 23 (рисунок 5д) отмечается уменьшение скорости снижения уровня подземных вод с января 1986 г. по февраль 1987 г. (таблица 1) и выделяется интервал, соответствующий формированию естественных (относительно ненарушенных) гидрогеологических условий (с января 1986 г. по февраль 1987 г.).

В период моратория (декабрь 1985 г.) на диаграммах скважин 20 и 21 прослежен "срыв" уровня на 0,3 - 0,6 м (рисунок 5г). По скважинам 27 и 28 с июня по ноябрь 1985 г. завершается процесс заполнения депрессионной воронки, сформированной в радиусе 0,3 – 0,6 км от эпицентра ПЯВ в скважине 1061'+1341 (рисунок 5б). В скважине 25, расположенной в зоне влияния гидрогеологически активного разрывного нарушения (рисунок 2), установлено увеличение наклона пьезометрической поверхности (рисунок 5б). Соответственно, общая продолжительность нарушения гидрогеодинамической обстановки на участке после проведения ПЯВ в скважинах 1061'+1341 и 1322 достигает 6,5 месяцев.

ПЯВ			Скорость снижения уровня см/с								
N⊵N⊵	Магни- туда [1]	Положение ПЯВ относительно скважины		Безнапорный горизонт							
			Скв. 1, 2	Скв. 18,19	Скв. 20, 21	Скв. 25	Скв. 27, 28	Скв. 22, 23			
1307	6,1	Ю-В	0,85	-	-	-	-	-			
1318	6,2	Ю-3	0,37	0,41	-	-	-	0,28			
1323	6,2	3-C3	0,95	1,22	1,26	-	-	-			
1322	6,0	C-3	0,42	0,49	-	-	-	-			
1313	6,1	С	0,59	0,53	-	-	-	0,28			
1316	6,0	C-B	0,33	-	-	-	-	-			
1319	5,9	В	1,37	0,81	-	-	-	-			
1061′+1341	6,1	Ю	-	-	-	-	-	0,25			
В естественных условиях (01.1986 - 02.1987)			0,13	0,07	0,04	0,19	0,16	0,11			

Таблица 1. Сведения о скорости снижения уровня подземных вод при проведении ПЯВ

Скорость снижения уровня в относительно ненарушенных условиях в период моратория в два и более раз ниже по сравнению со значениями, определенными после ПЯВ (таблица 1). По состоянию на декабрь 1986 г., характеризующемуся небольшим годовым количеством осадков (до 180 мм) и наиболее низким положением пьезометрической поверхности, скорость снижения уровня вдоль зоны разрывного нарушения закономерно уменьшается от 0,19 см/сут (скв. 25) на склоне палеодолины до 0,13 см/сут (скв. 1, 2) в пределах ее днища (рисунок 3, таблица 1). В северо-восточном направлении происходит постепенное выполаживание пьезометрической поверхности, скорость снижения уровня в створе скважин 27 – 18 - 20 уменьшается от 0,16 см/сут до 0,04 см/сут. В безнапорных условиях в скважинах 22 и 23 скорость снижения уровня составляет 0,11 см/сут. В относительно ненарушенных условиях сезонные вариации уровня напорного водоносного горизонта преимущественно выражены только в осенне-зимний период и не превышают 0,2 м (рисунок 5а - г). В безнапорных условиях, в связи с выклиниванием регионального перекрывающего водоупора, питание подземных вод происходит как во время весеннего снеготаяния, так и при выпадении осадков в летний и осенний периоды. Причем, по скважине 22, наиболее приближенной к области питания, значение амплитуды подъема уровня подземных вод достигает 0,4 м (рисунок 5д).

Результаты экспериментальных измерений при ПЯВ

Детализация экспериментальных наблюдений при ряде ПЯВ позволила определить основные этапы формирования техногенно-нарушенного режима подземных вод.

Первый этап характеризуется устойчивым подъемом пьезометрической поверхности и обусловлен процессом формирования купола избыточного давления над эпицентром ПЯВ продолжительностью первые минуты, реже – более 10 минут. На рисунке 6 приведены результаты измерений в скважине 2, полученные при проведении ПЯВ в 3-х скважинах: 1318, 1331, 1061'+1341 (при ПЯВ в скважине 1331 наблюдения за подъемом уровня воды в скважине 2 осуществлены в ручном режиме). Непосредственно в момент взрыва на расстоянии 5,8 – 6,0 км изменений в режиме подземных вод не зафиксировано. Подъем уровня со своеобразным "гулом" (из-за движения столба воды в скважине) был отмечен через несколько секунд после ПЯВ в момент прохождения поверхностной волны, вызывающей "волнообразные" движения дневной поверхности.



Рисунок 6. Данные регистрации вариаций уровня в скважине 2 при проведении ПЯВ

Данные автоматической регистрации подъема уровня подземных вод при ПЯВ свидетельствуют о различной продолжительности подъема уровня (таблица 2). Амплитуда возмущения водоносного горизонта зависит от параметров ПЯВ и локальных гидрогеологических условий [2]. Например, проведение ПЯВ в скважине 1318, удаленной на расстояние 2-4,5 км юго-западнее участка, привело к общему подъему пьезометрической поверхности с амплитудой более 5 м (рисунок 3). В области повышенных значений напора водоносного горизонта, выделенных в пределах палеодолины, напор подземных вод на расстоянии свыше 3,5 км от ПЯВ в скважине 1318 увеличился в 1,5 – 2 раза. По простиранию разрывного нарушения, расположенного на расстоянии 2,5 км скважины 1318 влияние ПЯВ на режим подземных вод ослаблено.

						· · · · · ·		-	
№ скв наблюдения		1 1		2			3		
№ ПЯВ	1340	1331	1318	1061'+1341	1331	1322	1323	1326	
Магнитуда	5,9	5,9	6,2	6,1	5,9	6,0	6,2	6,1	
Расстояние, км	3,6	5,8	2,1	2,1	6,0	2,9	3,8	5,2	
Амплитуда подъема уровня подземных вод при ПЯВ, м	1,8	1,6	6,5	3,0	2,0	1	0,5	0,2	
Время, мин	6,0	20	13	5	2	3	2	2	
Примечание: * регистрация вручную; ** среднее расстояние									

Таблица 2. Амплитуда подъема уровня подземных вод в наблюдательных скважинах при проведении ПЯВ

Максимальные значения амплитуды подъема уровня подземных вод (рисунок 7а) зафиксированы при ПЯВ в скважинах 1307, 1318 и 1323, расположенных в пределах одного и того же структурного блока с наблюдательной скважиной 1 (рисунок 1). Сравнение проведено с приращением уровня при ПЯВ в скважинах 1313, 1061'+1341 и 1322, проведенных на сопоставимых расстояниях (до 2,5 км), но севернее и восточнее разрывного нарушения северозападного простирания (рисунок 3). Незначительная амплитуда возмущения водоносного горизонта в скважине 1 (до 1 м) при проведении ПЯВ в скважине 1315 косвенно свидетельствует о незначительной мощности взрыва. На расстоянии свыше 3 км в наблюдательной скважине 1, в целом, выдерживается экспоненциальная зависимость между амплитудой возмущения водоносного горизонта и расстоянием до остальных ПЯВ (пунктир на рисунке 7а). Аналогичная реакция подземных вод на взрывное воздействие прослежена и в наблюдательных скважинах 18, 20 и 22 (рисунок 7б-г). Высокие значения амплитуды подъема уровня подземных вод, как например, 7,5 м в скважине 18 при проведении ПЯВ в скважине 1315 (рисунок 7б), зафиксированы в ближней зоне на расстоянии до 0,6 км. Значимое отклонение амплитуд подъема уровня подземных вод от выделенной экспоненциальной зависимости в скважине 20 при ПЯВ 1318, 1323 (рисунок 7в) и в скважине 22 при ПЯВ 1313 (рисунок 7г), вероятно, связано с параметрами эксперимента. После проведения ПЯВ в скважине 1314, пробурена скважина 3, приуроченная к зоне техногенно измененных пород, в которой были зафиксированы пониженные значения амплитуды подъема уровня воды при ПЯВ (таблица 2).



Рисунок 7. Изменение амплитуды подъема уровня подземных вод при ПЯВ в наблюдательных скважинах (м)

Начало второго этапа характеризуется снижением пьезометрической поверхности, обусловленным изменением фильтрационных характеристик среды, вызванным проведением ПЯВ, за счет развития наведенных зон техногенной трещиноватости и подновления систем петрогенетической и тектонической трещиноватости пород, существующих в массиве. В случае установления гидравлической связи между магистральными трещинами, сопряженными с центральной зоной ПЯВ, и водоносным горизонтом происходит дренирование статических запасов подземных вод продолжительностью от первых суток и более. В ближней зоне ПЯВ, в радиусе 0,3 – 0,6 км, прослежено формирование воронки депрессии, зафиксированной в наблюдательных скважинах 1, 2 при ПЯВ 1314 (максимальное снижение уровня достигло 40 м), в скважинах 27, 28 при ПЯВ 1061'+1341. в скважине 20 при ПЯВ 1315 (рисунок 5а,б,г). Продолжительность восстановления пьезометрической поверхности до первоначального уровня различна: для ПЯВ 1314 и 1061'+1341 -6,5 месяцев, для ПЯВ 1315 - не определена, так как на остаточный процесс постепенного восстановления пьезометрической поверхности водоносного горизонта наложилось воздействие от ПЯВ в скважине 1318. Скорость восстановления уровня подземных вод изменялась от 0,3 до 1,3 см/сут и оказадась сопоставимой со значениями скорости снижения уровня при ПЯВ (таблица 1).

Схемы изолиний уровня подземных вод составлены по створам скважин, относительно равномерно распределенным вдоль северо-восточного направления подземного потока (рисунок 8). Расстояние между скважинами в створах изменяется от 180 м (скв. 1 - 2) до 500 м (скв. 20 - 21). Скорость снижения пьезометрической поверхности после каждого ПЯВ различна (рисунок 5, таблица 1). Наиболее высокие значения прослежены в направлении юговосток – северо-запад, соответствующем условиям простирания водовмещающей толщи.

В частности, при ПЯВ в скважинах 1307, 1323 и 1319 скорость снижения пьезометрической поверхности по створам скважин 1-2-18-19 и 20-21 возрасла от 0,81 до 1,37 см/сут. Но в одной и той же наблюдательной скважине (или створе скважин), поразному ориентированной относительно эпицентра ПЯВ, значение скорости снижения уровня подземных вод варьирует от 0,37 до 1,37 см/сут. На участках распространения безнапорных подземных вод изменение уровня пьезометрической поверхности при ПЯВ выражено слабее по сравнению с реакцией напорного водоносного горизонта. Скорости снижения уровня до первоначального положения, зафиксированные при 3-х экспериментах, идентичны (таблица 1). Вариации значений разрыва между уровнями в створах скважин указывают на изменение уклона пьезометрической поверхности под влиянием ПЯВ. Разрыв уровня подземных вод в створе скважин 1 - 2 по состоянию на июнь-сентябрь 1983 г. составлял 0,3 м, на протяжении 1984-1987 гг. неравномерно изменялся от 0,1 до 0,3 м. Однако после ПЯВ в скважине 1318, расположенной на югозападе на расстоянии 2,0 км, разрыв между уровнями достиг 0,5 м (рисунок 5а). Аналогичный эффект увеличения разрыва между уровнями прослежен и в области распространения безнапорных вод в створе скважин 22 - 23, но выражен слабее. На востоке

участка на протяжении 1985 - 1986 гг. уклон подземного потока, направленного на северо-восток, сохранялся относительно стабильным, но после ПЯВ в скважине 1315 разрыв между уровнями и, соответственно, уклон подземного потока увеличился в 2 раза (рисунок 5д).

На северо-востоке участка прослежено выполаживание пьезометрической поверхности. В течение 1985 г. в створе скважин 18 - 19 отмечены вариации разрыва уровня от 0,2 м до 0,45 м, указывающие на неравномерное изменение уклона подземного потока под влиянием ПЯВ (рисунок 5в). В период моратория на ядерные взрывы разрыв уровня в створе скважин 18 - 19 относительно стабилизировался и не превышал 0,4 м, после проведения ПЯВ в скважине 1315 уменьшился до 0,2 м. В створе скважин 20 - 21 разрыв уровня на протяжении 1984 – 1985 гг. достигал 0,6 м, во время моратория в 1986 г. уменьшился до 0,45 м, после ПЯВ в скважине 1315 в 1987 г. не превышал 0,2 м (рисунок 5г). На протяжении моратория разрыв уровня между скважинами 27 - 28 составлял 0,2 м, но после ПЯВ в скважине 1315 положение пьезометрической поверхности выровнялось (рисунок 5б).

Таким образом, результаты стационарных гидрогеологических наблюдений косвенно свидетельствуют о необратимых изменениях состояния массива горных пород, заверенных геофизическими методами исследований [6]. Локальное увеличение уклона пьезометрической поверхности в югозападном направлении от гидрогеологически активного разрывного нарушения обусловлено проведением ПЯВ в скважине 1318. За весь период наблюдений в створе скважин 1 - 2 уклон подземного потока вырос от 0,0008 до 0,0028 (рисунок 8а - г).



Рисунок 8. Схема изолиний уровня подземных вод

В центре и на востоке основные изменения параметров подземного потока вызваны ПЯВ в скважине 1315. В северо-восточном направлении в напорных условиях уклон подземного потока в створе скважин 20 - 21 уменьшился от 0,0012 (декабрь 1985 г.) до 0,0004 (декабрь 1987 г.) (рисунок 86 - г). В безнапорных условиях в створе скважин 22 - 23 отмечено незначительное увеличение уклона от 0,0004 (декабрь 1986 г.) до 0,0008 (декабрь 1987г.).

Заключение

Систематизация и сравнительный анализ данных экспериментальных наблюдений при проведении ПЯВ способствовали выделению основных закономерностей изменения гидрогеодинамической обстановки.

На протяжении первых минут после ПЯВ прослежено формирование купола избыточного давления в эпицентральной зоне. Радиус возмущения водоносного горизонта достигает 9 км. Для различных крупномасштабных экспериментов были определены значения амплитуды подъема уровня на "крыльях" купола. В ближней зоне при ряде экспериментов в наблюдательных скважинах, расположенных на расстоянии 0,3 – 0,5 км от эпицентра ПЯВ, зарегистрировано снижение уровня на 0,5 - 1,3 м, реже - до первых десятков метров, обусловленное формированием депрессионной воронки в результате заполнения зон техногенной трещиноватости подземными водами.

В первые часы после проведения ПЯВ в радиусе от 0,5 до 6 км прослежено снижение пьезометрической поверхности до первоначального положения и ниже за счет выравнивания напора на "крыльях" купола. На периферии области возмущения водоносного горизонта отмечен незначительный подъем и плавное восстановление уровня в течение первых суток после ПЯВ. Вне зоны влияния ПЯВ изменения вариаций уровня подземных вод не превышают фоновые (сезонные) вариации уровня.

Интенсивность нарушения режима подземных вод зависит от геолого-структурных и гидрогеологических условий, от параметров ПЯВ и наличия техногенно-ослабленных зон. Многократное проведение ПЯВ в пределах участка и на прилегающей территории обусловило общее снижение положения пьезометрической поверхности и уменьшение уклона подземного потока по направлению на северовосток. В зоне влияния гидрогеологически активного разрывного нарушения прослежено увеличение значений локального уклона подземного потока.

Литература

- 1. Ан, В.А. О линейном тренде времени пробега Р-волны в календарном времени / В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик // Проблемы взаимодействующих геосфер. Сб.н.тр.ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2009. С. 41 53.
- 2. Горбунова, Э.М. Изменение гидрогеологических параметров в техногенно-нарушенных условиях / Э.М. Горбунова, А.В. Иванов // Вестник НЯЦ РК, 2008. № 1. С. 27 32.
- 3. Испытания ядерного оружия и ядерные взрывы в мирных целях СССР 1949 1990. Саров: НЦ-ВНИИЕФ, 1996. 63 с.
- Радиоактивное загрязнение природных сред при подземных ядерных взрывах и методы его прогнозирования (под ред. Ю.А. Израэля). - Л: Гидрометеоиздат, 1970. – 68 с.
- 5. Святовец, С.В. Влияние гидрогеологических условий расположения скважин ГГД-мониторинга на представительность получаемых данных / С.В. Святовец [и др.] // Разведка и охрана недр, 2008. № 10. С. 64 66.
- 6. Шайторов, В.Н. Применение сейсморазведки при выделении зон динамического воздействия подземного ядерного взрыва в геологической среде на примере участка Балапан / В.Н. Шайторов [и др.] // Вестник НЯЦ РК, 2006. – № 1. – С. 67 - 73.

ІРІМАСШТАБТЫ ЭКСПЕРИМЕНТТЕРІН ЖҮРГІЗУІНДЕ ЖЕРАСТЫ СУЛАРДЫ РЕТРОСПЕКТИВТІК ТАЛДАУ

Горбунова Э.М., Свинцов И.С.

РҒА геосфералар динамикасы институты, Мәскеу, Ресей

Семей сынау полигоны учаскелерінің бірінде, 1983 - 1987 жж. ядролық жарылыстар жүргізілгенімен себептелген гилродинамикалық жағдайы өзгеруін талдау нәтижелері келтірілген. Зертелудегі ауданның құрылымды-геологиялық және гилрогеологиялық жағдайлары сулы горизонттың жарылыс әсеріне бір мағналы емес реакциясын алдын ала белгілеген. Деңгейі котерілу амплитудалары таралу мен депрессиялық шұңқыры қалыптастырылу заңдылықтары анықталған, пьезометрлік беті төменделуі мен жерасты ағынның еңісі өзгерілуі көрілген.

RETROSPECTIVE ANALYSIS OF UNDERGROUND WATERS REGIME WHILE CONDUCTING LARGE-SCALE EXPERIMENTS

E.M. Gorbunova, I.S. Svintsov

Institute of Dynamics of Geospheres RAS, Moscow, Russia

The analysis results of hydrogeological changes at one of the STS sites during underground nuclear tests 1983 -1987 have been provided in the paper. Geological and hydrogeological conditions of the studied area can predetermine ambiguous reaction of water horizon to explosion. Regularities in level rise amplitude distribution and in forming depression funnels were found out as well as lowering of piezometric surface and incline change of groundwater flow were traced.

ОБ ОДНОЙ МЕТОДИКЕ РАСЧЁТА ДИНАМИКИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФРОНТА ВОЛНЫ ОСТАТОЧНОГО ТЕПЛА ЯДЕРНОЙ ПОЛОСТИ

Мурзадилов Т.Д., Шайторов В.Н., Кушербаев Б.Ш.

Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Для расчёта динамики распространения фронта волны остаточного тепла ядерной полости использована технология теории теплопроводности М.Био. Показано, что за время существования реальных ядерных полостей на Семипалатинском испытательном полигоне, фронт тепловой волны, распространяющийся механизмом сплошной теплопроводности, еще не достиг дневной поверхности.

Многолетние термометрические исследования на Семипалатинском испытательном полигоне показали, что над ядерными полостями регистрируются аномальные вариации температуры естественного фона [1]. Установлено, что часть наблюдаемых аномалий коррелированны не только с эпицентрами ядерных полостей, но и с энергетическими характеристиками взорванных зарядов. На этом основании был сделан вывод об их техногенном генезисе. При этом оставался неясным вопрос о механизме образования таких аномалий – обычного переноса теплопроводности в сплошной среде, или тепломасса переноса по каналам гидродинамической проницаемости.

Наблюдаемая приповерхностная пятнистая структура распределения температур дает основание считать, что приповерхностные аномалии могут быть ассоциированы с переносом тепла по локализованным каналам теплопроводности. С другой стороны, должны были фиксироваться и следы температурных вариаций, связанных с теплопереносом механизмом сплошной теплопроводности, характеризуемых относительно однородными обширными областями постоянной температуры. Однако такие закономерности эмпирически не были замечены. Поэтому сделан вывод о том, что фронты тепловых волн остаточного тепла ядерных полостей, распространяющихся механизмом сплошной теплопроводности, к настоящему времени могли не достичь дневной поверхности. При этом возникает вопрос: на какой глубине может быть зарегистрирован такой фронт? Попытка ответить на этот вопрос предпринята путём проведения теоретических расчётов, поскольку эмпирические наблюдения, связанные с проходкой скважин, пока не реализованы.

Расчеты проведены на основе теории теплопроводности М.Био - обобщения вариационных принципов механики на полевые формы движения [2]. Преимуществом использования данной теории является возможность строить решения со сколь угодно высокой точностью приближающиеся к точным решениям уравнений математической физики. Конструирование таких приближений может быть осуществлено на основе некоторого предыдущего опыта и физических рассуждений. Технологические преимущества заключаются в том, что не приходится решать дифференциальные уравнения в частных производных - поставленная физикоматематическая задача сводится к решению системы обыкновенных дифференциальных уравнений.

М. Био вводит некоторое векторное поле Н(x,y,z,t), называемое тепловым смещением. Частная производная по времени H(x,y,z,t) представляет локальную плотность потока тепла через единицу площади. При таком определении данного вектора, закон сохранения энергии имеет вид:

$$C(x, y, z, t) \cdot \theta(x, y, z, t) = -div \vec{H}(x, y, z, t) , \qquad (1)$$

где C(x,y,z,t) – теплоёмкость среды, $\theta(x,y,z,t)$ – температура в точке среды, $div \vec{H}(x, y, z, t)$ - дифференциальный оператор – дивергенция, t – время, x,y,z пространственные координаты.

В таком виде закон сохранения энергии не содержит производной по времени, поэтому рассматривается, согласно вариационным принципам, как голономная связь. Это отношение справедливо и для виртуальных вариаций поля смещения и температуры.

В используемой теории производные по времени появляются в уравнении теплопроводности, которое в символах поля смещения и температуры имеют вид:

$$grad\theta(x, y, z, t) + \frac{1}{k} \cdot \frac{\partial \overline{H}(x, y, z, t)}{\partial t} = 0$$
(2)

Данное выражение в теории принимается за Лагранжиан тепловой системы, что сводит решение тепловой задачи к минимизации функционала (аналога функционала действия в механике). С учётом связи (1):

$$J = \iiint_{V} \left[grad \theta(x, y, z) + \frac{1}{k} \cdot \frac{\partial \vec{H}(x, y, z, t)}{\partial t} \right] \cdot dV \Longrightarrow \min \quad (3)$$

Здесь интегрирование производится по всему объёму занимаемому тепловым полем.

Данный принцип приобретает вычислительнотехнологический смысл, если выразить его с помощью обобщённых координат, то есть, если выразить поле **H** как функцию некоторых обобщённых параметров "q_i", зависящих только от времени "t".

$$H = H(q_1, q_2, q_3, \dots, q_n, x, y, z, t)$$
(4)

Подстановка выражения (4) в функционал (3), варьирование по обобщённым координатам " q_i " и их производным по времени " q'_i " с учётом связи (1), а также несложные аналитические преобразования позволяют получить так называемые уравнения Лагранжа, которые полностью описывают тепловую систему [2]:

$$\frac{\partial V}{\partial q_i} + \frac{\partial D}{\partial q'_i} = Q_i \tag{5}$$

где V –тепловой потенциал, D – диссипативная функция, причём:

$$\begin{cases}
V(q_i) = \frac{1}{2} \cdot \iiint_V C(x, y, z, t) \times \\
\times \theta^2(q_i, x, y, z, t) \cdot dx \cdot dy \cdot dz \\
D(q_i, q'_i) = \frac{1}{2} \cdot \iiint_V \frac{1}{k(x, y, z, t)} \times \\
\times \left(\frac{\partial \vec{H}(q_i, q'_i, x, y, z, t)}{\partial t} \right)^2 \cdot dx \cdot dy \cdot dz \\
Q_i(q_i, q'_i) = - \bigoplus_S \theta(q_i, x, y, z, t) \times \\
\times \frac{\partial \vec{H}(q_i, q'_i, x, y, z, t)}{\partial q_i} \cdot \vec{n} \cdot dS
\end{cases}$$
(6)

Здесь k(x,y,z,t) – коэффициент теплопроводности, являющийся в общем случае функцией координат и времени, \vec{n} - единичный вектор нормальный к границам исследуемого тела, S – внешняя граница тела.

Примечательность уравнений (5) заключается в том, что они не содержат производных по пространственным координатам и особенно удобны для задач с подвижными границами.

ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ДЛЯ ТЕХНОЛОГИИ РАСЧЁТОВ

В момент времени t=0 в точке геологического пространства с координатами x=0, y=0, z=0 расположен геометрический центр ядерной полости. Дневная поверхность геологической среды расположена на расстоянии от центра полости на высоте z=Hdn. В ядерной полости, в момент времени t=0 образуется масса плавленых пород с температурой плавления T=1500°C от ядерного взрыва энергии Е кт тротилового эквивалента. Теплофизические свойства однородной геологической среды характеризуются следующими значениями: объёмная теплоёмкость горных пород C=2.7 10⁶ Дж/м³ °С, средняя плотность горных пород $\rho=2.7\cdot10^3$ кг/м³, теплопроводность горных пород k=2.6 Вт/м°С [3]. Требуется определить закон движения возникшего фронта тепловой волны и закон пространственного распределения температуры в объёме геологической среды.

Решение задачи ищется в виде некоторого приближения заданного, например, в классе квадратичных многочленов для теплового возмущения над естественным температурным фоном. При этом естественный температурный (тепловой) фон на глубине среды рассматривается как стационарное поле, его вариации в функционале (3) пренебрегаются (равны нулю) и уравнения Лагранжа описывают только возмущения естественного фона. Конечный результат задачи определяется как алгебраическая сумма возмущения и естественного фона.

Выбор многочлена для возмущения теплового поля можно сделать исходя из физических соображений. А именно, поскольку теплофизические и геометрические свойства геологической среды имеют сферическую симметрию, то квадратичное приближение для температуры можно принять в виде:

$$\theta(x, y, z, t) = \begin{cases} a0(t) \cdot \left[q0(t)^2 - x^2 - y^2 - z^2 \right], \\ ecnu \qquad q0(t)^2 - x^2 - y^2 - z^2 \ge 0 \\ 0, \quad ecnu \qquad q0(t)^2 - x^2 - y^2 - z^2 < 0 \end{cases}$$
(7)

Здесь: qO(t) и aO(t) – некоторые функции времени или иначе обобщённые координаты, определяемые при решении уравнения Лагранжа, $qO(t)^2 - x^2 - y^2 - z^2 = 0$ - уравнение поверхности фронта тепловой волны в момент времени "t".

Выражение (7), описывающее возмущение естественного поля вследствие наличия в среде горячей ядерной полости, удовлетворяет граничным условиям на фронте волны. Действительно, непосредственной подстановкой уравнения фронта тепловой волны в выражение (7) можно убедиться, что на этой границе и за её пределами поле обращается в нуль. Вектор теплового смещения, ввиду задания голономной связи (1) и задания квадратичного приближения может быть определён как частные интегралы от (7):

$$Hx(q0, a0, x, y, z) = \int \theta(q0, a0, x, y, z) \cdot dx + fx(q0, a0, y, z)$$

$$Hy(q0, a0, x, y, z) = \int \theta(q0, a0, x, y, z) \cdot dy + fy(q0, a0, x, z)$$
(8)

$$Hz(q0, a0, x, y, z) = \int \theta(q0, a0, x, y, z) \cdot dz + fz(q0, a0, x, y)$$

Здесь: fx(q0,a0,y,z), fy(q0,a0,x,z), fz(q0,a0,x,y) - функции определяемые значением вектора смещения на фронте тепловой волны.

Поскольку за пределами фронта тепловой волны температурные возмущения отсутствуют, то на этой границе выражения (8) должны обращаться в нуль. Поэтому, интегрируя выражения (8), подставляя полученный результат в уравнение границы фронта $q0(t)^2 - x^2 - y^2 - z^2 = 0$ и приравнивая к нулю, после не сложных, но громоздких вычислений можно определить функции fx(q0,a0,y,z), fy(q0,a0,x,z), fz(q0,a0,x,y).

$$\begin{cases} f 0(q0, a0, y, z) = \frac{2}{3} \cdot C \cdot a0 \times \\ \times \sqrt{q0^2 - y^2 - z^2} \cdot (q0^2 - y^2 - z^2) \\ f 0(q0, a0, x, z) = \frac{2}{3} \cdot C \cdot a0 \times \\ \times \sqrt{q0^2 - x^2 - z^2} \cdot (q0^2 - x^2 - z^2) \\ f 0(q0, a0, x, y) = \frac{2}{3} \cdot C \cdot a0 \times \\ \times \sqrt{q0^2 - y^2 - x^2} \cdot (q0^2 - y^2 - x^2) \end{cases}$$
(9)

С учётом этих отношений компоненты вектора теплового смещения приобретают вид:

$$\begin{aligned}
Hx(x, y, z, q0, a0) &= \frac{1}{9} \cdot \left(x - \sqrt{q0^2 - y^2 - z^2} \right) \times \\
\times \left(x^2 - 2 \cdot q0^2 + 2 \cdot y^2 + 2 \cdot z^2 + x \cdot \sqrt{q0^2 - y^2 - z^2} \right) \\
Hy(x, y, z, q0, a0) &= \frac{1}{9} \cdot \left(y - \sqrt{q0^2 - y^2 - z^2} \right) \times \\
\times \left(x^2 - 2 \cdot q0^2 + 2 \cdot y^2 + 2 \cdot z^2 + y \cdot \sqrt{q0^2 - y^2 - z^2} \right) \\
Hz(x, y, z, q0, a0) &= \frac{1}{9} \cdot \left(z - \sqrt{q0^2 - y^2 - z^2} \right) \times \\
\times \left(x^2 - 2 \cdot q0^2 + 2 \cdot y^2 + 2 \cdot z^2 + z \cdot \sqrt{q0^2 - y^2 - z^2} \right) \\
\times \left(x^2 - 2 \cdot q0^2 + 2 \cdot y^2 + 2 \cdot z^2 + z \cdot \sqrt{q0^2 - y^2 - z^2} \right) \\
\end{aligned}$$
(10)

Здесь учтено, что ввиду центральной симметрии задачи относительно ядерной полости, компоненты вектора смещения равнозначны по амплитуде, в следствие чего, для сходимости по температуре, они умножены на 1/3.

Непосредственной подстановкой уравнения фронта тепловой волны в полученные выражения, можно убедиться, что они удовлетворяют граничным условиям. Однако, в данной форме записи, вектор теплового смещения для числовых расчётов не удобен, поскольку при дальнейших расчётах появляется необходимость вычисления многомерных интегралов. Поэтому произведены следующие замены переменных:

$$\begin{cases} x = q0^{2} \cdot u0 \quad y = q0^{2} \cdot u1 \quad z = q0^{2} \cdot u2 \\ m0 = q0^{3} \quad f \ 0(a0, m0, C) = \frac{C}{9} \cdot a0 \cdot m0 \\ fx(u0.u1, u2) = \left(\sqrt{1 - u1^{2} - u2^{2}} - u0\right) \times \\ \times \left(u0^{2} - 2 + 2 \cdot u1^{2} + 2 \cdot u2^{2} + u0 \cdot \sqrt{1 - u1^{2} - u2^{2}}\right) \\ fy(u0.u1, u2) = \left(\sqrt{1 - u0^{2} - u2^{2}} - u1\right) \times \\ \times \left(2 \cdot u0^{2} - 2 + u1^{2} + 2 \cdot u2^{2} + u1 \cdot \sqrt{1 - u0^{2} - u2^{2}}\right) \\ fz(u0.u1, u2) = \left(\sqrt{1 - u0^{2} - u1^{2}} - u2\right) \times \\ \times \left(2 \cdot u0^{2} - 2 + 2 \cdot u1^{2} + u2^{2} + u2 \cdot \sqrt{1 - u0^{2} - u1^{2}}\right) \end{cases}$$
(11)

В новых переменных вектор теплового смещения приобретает вид:

$$\begin{cases}
H1x(u0,u1,u2,m0,a0,C) = \\
= f0(m0,a0,C) \cdot fx(u0,u1,u2) \\
H1y(u0,u1,u2,m0,a0,C) = \\
= f0(m0,a0,C) \cdot fy(u0,u1,u2) \\
H1z(u0,u1,u2,m0,a0,C) = \\
= f0(m0,a0,C) \cdot fz(u0,u1,u2)
\end{cases}$$
(12)

Для вычисления диссипативной функции распространения тепловой волны необходимо знание скоростей изменения во времени функций (12), поэтому:

$$\begin{cases} m0t = \frac{dm0}{dt} \quad a0t = \frac{da0}{dt} \quad \frac{du0}{dm0} = -\frac{u0}{3 \cdot m0} \quad \frac{du1}{dm0} = -\frac{u1}{3 \cdot m0} \quad \frac{du2}{dm0} = -\frac{u2}{3 \cdot m0} \\ f0t(m0, a0, m0t, a0t, C) = m0t \cdot \frac{df0(m0, a0, C)}{dm0} + a0t \cdot \frac{df0(m0, a0, C)}{da0} \\ H1x(u0, u1, u2, m0, a0, m0t, a0t, C) = f0t(m0, a0, m0t, a0t, C) \cdot fx(u0, u1, u2) - \\ -\frac{f0(m0, a0, C)}{3 \cdot m0} \cdot \left[u0 \cdot \frac{\partial fx(u0, u1, u2)}{\partial u0} + u1 \cdot \frac{\partial fx(u0, u1, u2)}{\partial u1} + u2 \cdot \frac{\partial fx(u0, u1, u2)}{\partial u2} \right] \\ H1y(u0, u1, u2, m0, a0, m0t, a0t, C) = f0t(m0, a0, m0t, a0t, C) \cdot fy(u0, u1, u2) - \\ -\frac{f0(m0, a0, C)}{3 \cdot m0} \cdot \left[u0 \cdot \frac{\partial fy(u0, u1, u2)}{\partial u0} + u1 \cdot \frac{\partial fy(u0, u1, u2)}{\partial u1} + u2 \cdot \frac{\partial fy(u0, u1, u2)}{\partial u2} \right] \\ H1z(u0, u1, u2, m0, a0, m0t, a0t, C) = f0t(m0, a0, m0t, a0t, C) \cdot fz(u0, u1, u2) - \\ -\frac{f0(m0, a0, C)}{3 \cdot m0} \cdot \left[u0 \cdot \frac{\partial fz(u0, u1, u2)}{\partial u0} + u1 \cdot \frac{\partial fy(u0, u1, u2)}{\partial u1} + u2 \cdot \frac{\partial fy(u0, u1, u2)}{\partial u2} \right] \\ H1z(u0, u1, u2, m0, a0, m0t, a0t, C) = f0t(m0, a0, m0t, a0t, C) \cdot fz(u0, u1, u2) - \\ -\frac{f0(m0, a0, C)}{3 \cdot m0} \cdot \left[u0 \cdot \frac{\partial fz(u0, u1, u2)}{\partial u0} + u1 \cdot \frac{\partial fz(u0, u1, u2)}{\partial u1} + u2 \cdot \frac{\partial fz(u0, u1, u2)}{\partial u2} \right] \\ \end{pmatrix}$$

С учётом последних соотношений модуль производной по времени от вектора теплового смещения определится известным выражением (14).

$$H1t(u0, u1, u2, m0, a0.m0t, a0t, C) =$$

= $H1x(u0, u1, u2, m0, a0.m0t, a0t, C)^{2} +$
+ $H1y(u0, u1, u2, m0, a0.m0t, a0t, C)^{2} +$
+ $H1z(u0, u1, u2, m0, a0.m0t, a0t, C)^{2}$ (14)

Ввод новых обозначений, позволяющих разделить "пространственные" координаты (u0,u1,u2) от производных по времени обобщённых координат позволяет получить следующую систему равенств (15).

После подстановки (16) в (14) получено выражение, в котором можно провести численное интегрирование многомерных интегралов формирующих диссипативную функцию.

Численное интегрирование выражения (17) приводит к явному виду диссипативной функции (18).

Согласно (6) аналогично вычисляется тепловой потенциал системы (19).

$$\begin{cases} ffx(u0, u1, u2) = fx(u0, u1, u2) \\ fffx(u0, u1, u2) = u0 \cdot \frac{\partial fx(u0, u1, u2)}{\partial u0} + u1 \cdot \frac{\partial fx(u0, u1, u2)}{\partial u1} + u2 \cdot \frac{\partial fx(u0, u1, u2)}{\partial u2}; \\ ffy(u0, u1, u2) = fy(u0, u1, u2) \\ fffy(u0, u1, u2) = u0 \cdot \frac{\partial fy(u0, u1, u2)}{\partial u0} + u1 \cdot \frac{\partial fy(u0, u1, u2)}{\partial u1} + u2 \cdot \frac{\partial fy(u0, u1, u2)}{\partial u2}; \\ ffz(u0, u1, u2) = fz(u0, u1, u2) \\ fffz(u0, u1, u2) = u0 \cdot \frac{\partial fz(u0, u1, u2)}{\partial u0} + u1 \cdot \frac{\partial fz(u0, u1, u2)}{\partial u1} + u2 \cdot \frac{\partial fz(u0, u1, u2)}{\partial u2}; \end{cases}$$
(15)

$$b0(u0,u1,u2) = \left[ffx(u0,u1,u2) - \frac{1}{3} \cdot fffx(u0,u1,u2) \right]^{2} + \left[ffy(u0,u1,u2) - \frac{1}{3} \cdot fffy(u0,u1,u2) \right]^{2} + \left[ffz(u0,u1,u2) - \frac{1}{3} \cdot fffz(u0,u1,u2) \right]^{2};$$

$$b1(u0,u1,u2) = ffx(u0,u1,u2) \cdot \left[ffx(u0,u1,u2) - \frac{1}{3} \cdot fffx(u0,u1,u2) \right] + \dots$$
(16)
$$+ fy(u0,u1,u2) \cdot \left[ffy(u0,u1,u2) - \frac{1}{3} \cdot fffy(u0,u1,u2) \right] + z(u0,u1,u2) \cdot \left[ffz(u0,u1,u2) - \frac{1}{3} \cdot fffz(u0,u1,u2) \right];$$

$$b2(u0,u1,u2) = ffx(u0,u1,u2)^{2} + ffy(u0,u1,u2)^{2} + ffz(u0,u1,u2)^{2}.$$

$$D(m0, a0, m0t, a0t, C, k) = \frac{1}{2 \cdot k} \cdot \iiint_{V} H1t(u0, u1, u2, m0, a0, m0t, a0t, b0, b1, b2, C)dV =$$

$$\frac{1}{2 \cdot k} \cdot \begin{bmatrix} \frac{C^{2}a0^{2}}{81} \cdot m0t^{2} \cdot \int_{-1}^{1} \int_{-\sqrt{1-u2^{2}}}^{\sqrt{1-u1^{2}-u2^{2}}} \int_{-\sqrt{1-u1^{2}-u2^{2}}}^{\sqrt{1-u1^{2}-u2^{2}}} b0(u0, u1, u2)du0 \cdot du1 \cdot du2 +$$

$$+2 \cdot \frac{C^{2}a0 \cdot m0}{81} \cdot m0t \cdot a0t \cdot \int_{-1}^{1} \int_{-\sqrt{1-u2^{2}}}^{\sqrt{1-u1^{2}-u2^{2}}} \int_{-\sqrt{1-u1^{2}-u2^{2}}}^{\sqrt{1-u1^{2}-u2^{2}}} b1(u0, u1, u2)du0 \cdot du1 \cdot du2 +$$

$$+ \frac{C^{2}m0^{2}}{81} \cdot a0t^{2} \cdot \int_{-1}^{1} \int_{-\sqrt{1-u2^{2}}}^{\sqrt{1-u1^{2}-u2^{2}}} b2(u0, u1, u2)du0 \cdot du1 \cdot du2.$$

$$(17)$$

$$D(m0, a0, m0t, a0t, C, k) = 0.248 \cdot \frac{C^2 \cdot a0^2}{k} \cdot m0t^2 + 0.186 \cdot \frac{C^2 \cdot a0 \cdot m0}{k} \cdot a0t \cdot m0t + 0.154 \cdot \frac{C^2 \cdot m0^2}{k} \cdot m0t^2$$
(18)

$$V(m0,a0,C) = \iiint_{V} C \cdot \theta(u0,u1,u2,m0,a0) \cdot dV = a0^{2} \cdot m0^{\frac{4}{3}} \cdot C \times \int_{-1}^{1} \int_{-1-\sqrt{1-u2^{2}}}^{\sqrt{1-u1^{2}-u2^{2}}} \left(1-u0^{2}-u1^{2}-u2^{2}\right)^{2} \times du0 \cdot du1 \cdot du2$$
(19)

Численное интегрирование даёт для потенциала следующее выражение:

$$V(m0, a0, C) = 0.479 \cdot C \cdot a0^2 \cdot m0^{\frac{1}{3}}$$
(20)

4

Обобщённые силы на фронте тепловой волны равны нулю, поскольку возмущение температуры на границе равно нулю. С учётом этого замечания и теории М.Био (согласно (5)) уравнения Лагранжа будут иметь вид (m0t = dm0/dt, a0t = da0/dt):

$$\begin{cases} 0.496 \cdot \frac{C^2 \cdot a0^2}{k} \cdot \frac{dm0}{dt} + 0.372 \times \\ \times \frac{C^2 \cdot a0 \cdot m0}{k} \cdot \frac{da0}{dt} = 0.638 \cdot C \cdot a0^2 \cdot m0^{\frac{1}{3}} \\ 0.372 \cdot \frac{C^2 \cdot a0 \cdot m0}{k} \cdot \frac{dm0}{dt} + 0.307 \times \\ \times \frac{C^2 \cdot m0^2}{k} \cdot \frac{da0}{dt} = 0.957 \cdot C \cdot m0^{\frac{4}{3}} \cdot a0 \end{cases}$$
(21), (22)

Данная система обыкновенных дифференциальных уравнений имеет точное аналитическое решение и с учётом замен переменных, приведённых в (11), это решение будет:

$$\begin{cases} q0(t,C,k,M0) = \sqrt{7.669 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + M0} \\ a0(t,C,k,M0,M1) = \frac{M1}{\left(7.669 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + M0\right)^{2/222}} \\ \theta(t,C,k,M0,M1) = \frac{M1 \cdot \left(7.669 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + M0 - x^2 - y^2 - z^2\right)}{\left(7.669 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + M0\right)^{2/222}} \end{cases}$$
(23)

Здесь М0 и М1 – постоянные интегрирования, определяемые из начальных условий.

Начальные условия можно сформулировать исходя из следующих соображений, вытекающих из физической сути задачи: расплав горных пород, после завершения стадии интенсивного выделения тепловой и других видов энергии ядерного взрыва, в основной своей массе концентрируется в объёме ядерной полости, то есть, локализован в пределах ограниченного пространства. Последующее распространение тепла в окружающую среду по времени не сопоставимо со временем развития взрывного процесса. Поэтому можно принять, что в начальный момент времени положение переднего фронта тепловой волны равно положению границы ядерной полости. Как известно [4], для горных пород СИП линейный размер ядерной полости определяется эмпирической формулой, связывающей радиус полости с энергией взрыва

$$Rpol(E) = 10 \cdot \sqrt[3]{E} , \qquad (24)$$

где: *Rpol(E)* – радиус ядерной полости в метрах, *E* – энергия взрыва в килотоннах тротилового эквивалента.

Подставляя (24) в первое уравнение (23) при t=O(qO(t,C,k,MO) = Rpol(E)) можно определить закон движения фронта тепловой волны в среде её распространения:

$$q0(t,C,k,E) = \sqrt{2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + 100 \cdot E^{\frac{2}{3}}}, \quad (25)$$

где время "t" исчисляется в годах, а энергия в килотоннах тротилового эквивалента. Постоянную интегрирования М1 можно оценить теоретически на основе термодинамических свойств горных пород и эмпирических данных о выходе массы плавленых пород при взрыве. Однако такое определение будет не совсем корректным, поскольку эти параметры в условиях естественного залегания пород и для условий проведения взрывов не достаточно адекватны реальности. Поэтому второе выражение в (23) верифицировано с помощью эмпирических данных, полученных непосредственно при прямой проходке гипоцентров ядерных подземных взрывов горными выработками и скважинами. Так, например, в [5] приведены данные о том, что при входе в ядерную полость объекта 504П 29 октября 1968 г, через 457 дней после взрыва, в ней была зафиксирована температура равная 40°С. Кроме того, на СИП были обследованы 11 скважин, в которых были проведены ПЯВ с энергией от 0.001 до 20 кт тротилового эквивалента. При прямой проходке полостей скважинами через три года после взрывов в них была обнаружена вода, что указывает на то, что температура в данных объёмах не превышала 100°С [6]. Аналогичные исследования проведены на полигоне Азгир. Полость взрыва А11 мощностью 27 кт в соляном куполе была разбурена через 10 лет. Температура воды в полости оказалась – 41°С. Наличие воды во всех других полостях на полигоне Азгире (кроме А1) через несколько месяцев после взрыва указывает также на то, что температура и в этих полостях не превышала величины 100°С [6]. Эти эмпирические данные позволяют утверждать, что динамика падения температуры в центральных зонах исследованных ПЯВ, по прошествии первого года после взрыва, примерно одинакова и слабо зависит от состава и структуры геологической среды. С учетом этого для верификации коэффициентов в выражении (23) принято предположение, что по истечению времени "t1" в центральной части ядерной полости устанавливается температура *θ*1<100°С. Подстановки в третье уравнение выражения (25) позволили описать распределение температуры в среде как

$$\theta(t, x, y, z, C, k, E, \theta, t_1) = \begin{cases} \theta 1 \cdot \left(2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t 1 + 100 \cdot E^{\frac{2}{3}} \right)^{1.222} \times \frac{\left(2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + 100 \cdot E^{\frac{2}{3}} - x^2 - y^2 - z^2 \right)}{\left(2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + 100 \cdot E^{\frac{2}{3}} \right)^{2.222}}, \\ \theta(t, x, y, z, C, k, E, \theta, t_1) = \begin{cases} \theta 1 \cdot \left(2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + 100 \cdot E^{\frac{2}{3}} - x^2 - y^2 - z^2 \right), \\ \theta(t, x, y, z, C, k, E, \theta, t_1) = \begin{cases} \theta 1 \cdot \left(2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + 100 \cdot E^{\frac{2}{3}} - x^2 - y^2 - z^2 \right), \\ \theta(t, x, y, z, C, k, E, \theta, t_1) = \begin{cases} \theta 1 \cdot \left(2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + 100 \cdot E^{\frac{2}{3}} - x^2 - y^2 - z^2 \right), \\ \theta(t, x, y, z, C, k, E, \theta, t_1) = \begin{cases} \theta 1 \cdot \left(2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + 100 \cdot E^{\frac{2}{3}} - x^2 - y^2 - z^2 \right), \\ \theta(t, x, y, z, C, k, E, \theta, t_1) = \begin{cases} \theta 1 \cdot \left(2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + 100 \cdot E^{\frac{2}{3}} - x^2 - y^2 - z^2 \right), \\ \theta(t, x, y, z, C, k, E, \theta, t_1) = \begin{cases} \theta 1 \cdot \left(2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + 100 \cdot E^{\frac{2}{3}} - x^2 - y^2 - z^2 \right), \\ \theta(t, x, y, z, C, k, E, \theta, t_1) = \begin{cases} \theta 1 \cdot \left(2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + 100 \cdot E^{\frac{2}{3}} - x^2 - y^2 - z^2 \right), \\ \theta(t, x, y, z, C, k, E, \theta, t_1) = \begin{cases} \theta 1 \cdot \left(2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + 100 \cdot E^{\frac{2}{3}} - x^2 - y^2 - z^2 \right), \\ \theta(t, x, y, z, C, k, E, \theta, t_1) = \begin{cases} \theta 1 \cdot \left(2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + 100 \cdot E^{\frac{2}{3}} - x^2 - y^2 - z^2 \right), \\ \theta(t, y, y, z, C, k, E, \theta, t_1) = \begin{cases} \theta 1 \cdot \left(2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + 100 \cdot E^{\frac{2}{3}} - x^2 - y^2 - z^2 \right), \\ \theta(t, y, y, z, C, k, E, \theta, t_1) = \begin{cases} \theta 1 \cdot \left(2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + 100 \cdot E^{\frac{2}{3}} - x^2 - y^2 - z^2 \right), \\ \theta(t, y, y, z, C, k, E, \theta, t_1) = \begin{cases} \theta 1 \cdot \left(2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + 100 \cdot E^{\frac{2}{3}} - x^2 - y^2 - z^2 \right), \\ \theta(t, y, y, z, E, t, t_1) = \begin{cases} \theta 1 \cdot \left(2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + 100 \cdot E^{\frac{2}{3}} - x^2 - y^2 - z^2 \right), \\ \theta(t, y, y, z, E, t, t_1) = \begin{cases} \theta 1 \cdot \left(2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + 100 \cdot E^{\frac{2}{3}} - x^2 - y^2 - z^2 \right), \\ \theta(t, y, y, z, t, t_1) = \begin{cases} \theta 1 \cdot \left(2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + 100 \cdot E^{\frac{2}{3}} - x^2 - y^2 - z^2 \right), \\ \theta(t, y, y, z, t, t_1) = \begin{cases} \theta 1 \cdot \left(2.418 \cdot 10^8 \cdot \frac{k}{C} \cdot t + 100 \cdot \frac{k}{C} \cdot \frac{k}{C} \right), \\ \theta$$

Таким образом, выражения (25) и (26) описывают динамику эволюции тепловой волны на той стадии, пока её фронт не достиг дневной поверхности. Аналогичным способом могут быть получены приближения более высоких порядков. Однако, учитывая хорошую сходимость теории М. Био к точному решению, даже принятые здесь оценки имеют практическое значение. Кроме того, дисперсия тепловых свойств геологической среды достаточно велика и уточнения аналитических решений вряд ли качественно изменит выводы о закономерностях эволюции реальных тепловых полей от ПЯВ.

ЧИСЛОВЫЕ ПРИМЕРЫ, ДЕМОНСТРИРУЮЩИЕ МЕТОДИКУ РАСЧЁТА

При расчетах принято следующее предположение: наблюдаемая температура в очаговой полости ПЯВ через один год после взрыва составляет $\theta 1=400$ С. Требуется определить зависимость изменения положения фронта тепловой волны и его скорости относительно гипоцентра взрыва от времени (в течение 40 лет) для зарядов в 10, 100 и 150 кт тротилового эквивалента. Результаты расчёта, проведенного согласно формуле (25), даны на рисунке 1-а (смещение переднего фронта тепловой волны в м) и рисунке 1-б (скорость перемещения фронта тепловой волны в м/с).



Заряд (в тротиловом эквиваленте): 1–150 кт, 2–100 кт, 3–10 кт

Рисунок 1. Зависимости от времени

На рисунке 2 приведены результаты расчёта изменения температуры (превышение над естественным тепловым фоном) в центре ядерной полости в зависимости от времени (в течение 40 лет) для взрывов с энергией в 10 кт, 100 кт и 150 кт тротилового эквивалента, при условии, что по прошествии 1 года температура внутри очаговой полости составляла 100°С.

Как видно из рисунка 1, фронт тепловой волны распространяется примерно по закону корень квадратный от времени и слабо зависит от энергии взрыва. Тот же характер изменения относится к скорости перемещения теплового фронта. По прошествии 30 – 40 лет скорость перемещения фронта падает до долей метра в год (стационарность положений экспериментально наблюдаемых температурных аномалий косвенно подтверждают этот теоретический вывод). Из рисунка 1-б видна кажущаяся парадоксальная закономерность – большая скорость перемещения фронта тепловой волны на начальном этапе при взрыве меньшей энергии. Однако это может быть объяснено более быстрым остыванием ядерной полости с меньшим запасом исходной тепловой массы плавленых пород, что видно из рисунка 2. В

150

рассмотренных случаях фронт тепловой волны, возмущающий естественное поле по прошествии 30 -40 лет после взрыва, не удаляется на расстояние, превышающее 100 - 120 м от гипоцентра взрыва. Отсюда можно сделать вывод: эмпирически наблюдаемые в приповерхностном слое земли тепловые аномалии от взрывов, осуществлённых на глубинах 300 – 500 м. не следует ассоциировать с механизмом обычной передачи теплопроводности. Аномалии, если они действительно имеют техногенную природу, могут быть связаны с другими механизмами масса-тепло переноса, в частности, с флюидами из околополостных областей, прогретых тепловой волной взрыва или иных естественных источников. Такой перенос тепла массой вещества (например, водяным паром или естественным газовым потоком из земных недр), по-видимому, должен осуществляется в виде струй по каналам гидродинамической проницаемости (естественной или наведенной).

На рисунке 3 показаны результаты расчёта температуры геологической среды при удалении относительно гипоцентра ядерного взрыва мощности 10 кт и 100 кт через 10, 20, 30 и 40 лет при условии, что температура в полости по прошествии 1 года составляла 100°С.

На этих рисунках также видно, что даже по прошествии 40 лет после взрыва, положение фронта тепловых волн не превышает 120 м. При этом превышение температуры в полости над естественным тепловым фоном для заряда в 10 кт составляет всего 4°С, а для 100 кт заряда – 18°С. Исходя из расчетов, можно утверждать, что коррелированность приповерхностных аномалий с ядерной полостью не связана с переносом тепла механизмом сплошной теплопроводности, если глубина закладки зарядов превышает 120 м.



Рисунок 2. Изменение температуры в полости ядерного взрыва (С°) в зависимости от времени (в годах) для зарядов с энергиями 10, 100 и 150 кт тротилового эквивалента (обозначения на рисунке 1)

Таким образом, проведённые численные расчёты для типичных энергий взрывов и глубин закладки зарядов на Семипалатинском испытательном полигоне позволяют утверждать, что их объёмные тепловые поля не имеют выхода на дневную поверхность при условии их переноса механизмом сплошсплошной теплопроводности.

Изложенная и использованная методика расчёта динамики распространения теплового фронта от ядерных полостей, относительно проста и позволяет вычислять его пространственное положение.



Временной период: 1 - 10 лет; 2 - 20 лет; 3 - 30 лет; 4 - 40 лет

Рисунок 3. Изменение температуры геологической среды при удалении от гипоцентра взрыва

Литература

- Изучение поствзрывных геологических процессов и разработка технологий их мониторинга в местах проведения подземных ядерных взрывов: отчет о НИР (окончат. по теме 04.02.01 Н за 2004 – 2008 гг.) / ДГП «Институт геофизических исследований» НЯЦ РК. – Авторы : Шайторов В.Н., Кислый Б.И., Гринштейн Ю.А., Стромов В.М., Ефремов М.В. [и др.] – Курчатов, 2009. – 417 с. – Фонды КазГосИНТИ, № ГР 0104РК00194. – Инв. № 0209РК00930.
- 2. Био, М. Вариационные принципы в теории теплообмена. М.: Энергия, 1975. 209 с.

ОБ ОДНОЙ МЕТОДИКЕ РАСЧЁТА ДИНАМИКИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФРОНТА ВОЛНЫ ОСТАТОЧНОГО ТЕПЛА ЯДЕРНОЙ ПОЛОСТИ

- 3. Справочник (кадастр) физических свойств горных пород. М.: Недра, 1975.
- Ядерные испытания СССР. Технологии ядерных испытаний СССР. Воздействие на окружающую среду. Меры по обеспечению безопасности. Ядерные полигоны и площадки / [Электронный ресурс] – Режим доступа: http://www.google.kz/search?=ru&g, свободный. Загл. с экрана.
- 5. Сошествие в ад. В полости подземного ядерного взрыва / [Электронный ресурс] Режим доступа:http: // wsyachina.narod.ru/history/nuclear_deep.html, свободный. Загл. с экрана.
- 6. Ядерные испытания СССР. Том 2. Экспериментальные исследования центральных зон ядерных взрывов / [Электронный ресурс] Режим доступа: http://www.google.kz/search?=ru&g, свободный. Загл. с экрана.

ЯДРОЛЫҚ ҚУЫСТЫҢ ҚАЛДЫҚ ЖЫЛУДЫҢ ТОЛҚЫНЫ ШЕБІ ТАРАЛУ ДИНАМИКАСЫН ЕСЕПТЕУІНЕ БІР ӘДІСТЕМЕСІ ТУРАЛЫ

Мурзадилов Т.Д., Шайторов В.Н., Кушербаев Б.Ш.

КР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Ядролық қуыстың қалдық жылудың толқыны шебі таралу динамикасын есептеу үшін М.Био атындағы жылуөткізгіштік теориясының технологиясы пайдаланылған. ССП-да нақты ядролық қуыстар бар болу уақытында, тұтас жылуөткізгіштік механизмі арқылы таралудағы жылу толқынның шебі жер бетіне әлі жетпегені көрсетіледі.

CALCULATION METHOD FOR PROPAGATION DYNAMICS OF THE WAVE FRONT OF THE RESIDUAL HEAT NUCLEAR CAVITY

T.D. Murzadilov, V.N. Shaitorov, B.Sh. Kusherbavev

Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

For calculation of propagation dynamics of the wave front of the residual heat nuclear cavity, to theory of heat conduction M.Bio has been applied. It's been represented that during the lifetime of real nuclear cavities on Semipalatinsk nuclear test site, the front of the heat waves has not yet reached earth surface. УДК 621.039.9(24)

ОБ ОДНОМ МЕТОДЕ РАСЧЁТА ПРОСТРАНСТВЕННОГО ПОЛОЖЕНИЯ КАНАЛОВ ПОВЫШЕННОЙ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕДАХ, ВМЕЩАЮЩИХ ЯДЕРНЫЕ ПОЛОСТИ

Мурзадилов Т.Д., Шайторов В.Н., Кушербаев Б.Ш.

Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

На основе статистической физики разработан алгоритм оценки пространственного положения каналов повышенной теплопроводности в геологической среде, вмещающей ядерную полость. Исходными данными для расчетов являются результаты теплового опробования на дневной поверхности.

Многолетние термометрические исследования, проведенные на Семипалатинском испытательном полигоне [1], были частью более широких комплексных исследований, ориентированных на изучение экологических последствий подземных ядерных взрывов для земных недр. Проведены приповерхностные и скважинные термические измерения, которые позволили поставить вопрос: нельзя ли по данным приповерхностной и односкважинной термометрии вероятностно определить возможное пространственное положение каналов гидродинамической проницаемости, связанных с ядерной полостью? Может ли характер приповерхностного распределения температуры являться самодостаточным поисковым критерием для обнаружения ядерных полостей? Положительный ответ мог бы оказаться полезным для использования термометрии в технологиях исследований в поддержку режима инспекции на месте ДВЗЯИ (Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний).

В [1] высказана гипотеза о том, что тепловые аномалии в верхних горизонтах геологической среды над ядерными полостями могут быть ассоциированы со струйным истечением естественных газов. Например, - водяных паров возгонки из горных пород, или иных флюидов, по каналам естественной или наведённой проницаемости, проходящим через область, ограниченную тепловым фронтом от ядерной полости (или иного локального, распределённого, источника тепла). Формально решение задачи об образовании аномалий таким механизмом теплопереноса сводится к интегрированию системы уравнений масса-, теплопереноса в флюидопроницаемой среде с определённой вещественной и механической структурой. Данная задача с математической точки зрения является весьма сложной, поскольку связана с интегрированием системы дифференциальных уравнений в частных производных гидродинамики и термодинамики [2]. Данная прямая задача требует механического и термодинамического знания устройства геологической среды, что практически не достижимо. Обратная задача определения тепловых полей в среде по данным опробования в некоторой ограниченной области представляет бо'льший практический интерес. В связи с решением обратной задачи для численного моделирования процесса одномерного теплопереноса предложен феноменологический подход (не претендующий на исчерпывающее описание и раскрытие всех возможных причинно-следственных связей феномена, но не мешающий объективности исследования), основанный на следующих физически не противоречивых положениях:

1. Каналы проницаемости в геологической среде и их пространственная конфигурация могут быть сколь угодно причудливыми – *вероятностными*. Их выход на любой из горизонтов среды может быть определён только эмпирически путём непосредственного инструментального измерения некоторых характеристик процесса, связанных с наличием самого канала, например, фиксацией областей истечения газовых эманаций, наличием температурных аномалий и тому подобным.

2. Распределение температуры вдоль физически реализованного канала проницаемости может быть описано зависимостью от расстояния, отсчитываемого от источника тепла. Эта зависимость не должна определяться пространственной конфигурацией канала.

3. Любая пространственная конфигурация каналов в пределах объёмной локализации множества элементарных каналов (выход которых на некоторый горизонт среды инструментально диагностируется как один канал) равновероятна по отношению к другим.

4. Средняя длина совокупности (ансамбля) каналов, диагностируемых как один канал по инструментальным измерениям, может быть оценена согласно статистике предыдущего пункта.

Принятие этих статистических положений позволяет избежать многих спорных вопросов, прежде всего связанных с детализацией физического механизма переноса тепла. Например: какова природа сил, вызывающих масса-тепло перенос, каков количественно теплообмен между рабочим телом (газом, конденсатом и т.п.) и окружающей средой, каков химический процесс возгонки летучих компонентов из горных пород и многих других.

Если принять гипотезу о переносе тепла по одномерным каналам проницаемости, то закон такого переноса должен регламентироваться некоторым интегральным уравнением, являющимся атрибутом количественно статистического описания любых сложных физических систем. Ядра интегральных уравнений, описывающих такие системы, могут быть сформированы на основе общих физических соображений и путём верификации модели по эмпирическим данным в некоторой ограниченной окрестности исследуемой области. В свете изложенного приняты следующие гипотезы:

1. Между любыми двумя точками бесконечно протяжённой геологической среды всегда найдётся бесчисленное число одномерных каналов связанной пористости (каналов гидродинамической связи).

2. Число каналов длины 1 определяется только длиной канала, некоторым характерным размером и числом возможных пространственных ориентаций минимального элемента канала.

Выбор гипотез опирается на утверждения геологической науки о том, что в земных недрах в реальном времени и в историческом масштабе времени постоянно происходят процессы переноса флюида, воды, газа, физического поля как по горизонтали. так и по вертикали. И это означает, что между любыми точками среды, в принципе, существуют гидродинамические связи. Другой вопрос, фактически ли реализованы конкретные связи, в конкретно наблюдаемом явлении? Реализация конкретной гидродинамической связи определяется конкретным физическим процессом и физическими силами, вызвавшими этот процесс. Но при этом существуют и другие возможные каналы гидродинамической связи, которые могут быть наблюдаемыми при других обстоятельствах (при других пространственных распределениях физических сил). Вторая гипотеза, как будет показано ниже, вытекает из закона больших чисел, физической основой которого является предположение о малости пор проницаемости по сравнению с размерами среды и множества их пространственной ориентации при осуществлении с их помощью связи между соседними точками среды.

Принятые гипотезы позволяют сформулировать следующую формальную задачу: какова вероятность реализации канала тепло-масса переноса длины *l*, соединяющего две произвольные точки M0 и M1 геологической среды?

Пусть минимальная наблюдаемая длина канала равна (элементарная длина) – r_{δ} , в каждой точке геологической среды существует к направлений, в сторону которых может быть ориентирован элементарный канал. Тогда каждый канал длины l может быть составлен из l/r_{δ} элементарных каналов. Поскольку в каждой точке геологической среды элементарные каналы равновероятно могут быть ориентированы в к направлениях, то возможное число комбинаций, образующих каналы определённой длины l, будет:

$$N \sim k^{\frac{l}{r_{\delta}}} = \exp(\frac{\ln k}{r_{\delta}} \cdot l) \tag{1}$$

Согласно известному статистическому определению вероятности, вероятность реализации канала длины *l*.

$$P(l) = \frac{A}{N} = A \cdot \exp(-\frac{\ln k}{r_{\tilde{o}}} \cdot l), \qquad (2)$$

где A – некоторая постоянная, определяемая из условия нормировки по полному событию (вероятность всех событий равно единице).

Константа А определится из условия нормировки по вероятности, а распределение каналов тепло-масса переноса определится плотностью вероятности:

$$P(l) = \frac{\ln k}{r_{\delta}} \times \exp\left[-\frac{\ln k}{r_{\delta}} \times (l - R)\right],$$
 (3)

где *R* – евклидовое расстояние между двумя точками геологической среды.

По известной плотности вероятности (3) и по известному определению математического ожидания, может быть оценена средняя длина l_{sr} наблюдаемых каналов тепло-масса переноса, а именно:

$$l_{sr} = \frac{\ln k}{r_{\delta}} \times \int_{R}^{\infty} l \times \exp\left[-\frac{\ln k}{r_{\delta}} \times (l - R)\right] \times dl = R + \frac{r_{\delta}}{\ln k}$$
(4)

Таким образом, средняя длина канала тепло-масса переноса, между двумя фиксированными точками геологической среды, превышает величину евклидового расстояния между этими точками на величину, не зависящую от самого расстояния. Из выражения (4) также следует, что при больших R это расстояние практически равно евклидовому расстоянию, что математически отражает закон больших чисел.

Выше установлено, что число комбинаций, образующих каналы определённой длины *l* между двумя точками геологической среды с точностью до постоянного множителя А составляют величину:

$$A = \exp(-R)$$
$$N = A \times k^{\frac{l}{r_{o}}} = A \times \exp\left[\frac{\ln k}{r_{o}} \times l\right]$$
(5)

Величина А определяется из условия, что при l=R имеет место только одно состояние – отрезок длины l соединяющий обе точки. Количество комбинаций определяется как количество состояний каналов проницаемости (каналов теплопроводности) длины l, соединяющих две точки. Очевидно, что l>R, где R – расстояние между точками.

В геологической среде (рисунок 1) рассматриваются некоторые три точки – Q, M1, M0, не лежащие на одной прямой линии. Пусть точки Q, M1, M0 геологической среды связаны между собой каналами длиной 11 и 12, сумма которых не превышает некоторой (относительно *R0*) величины *l0*.



Рисунок 1. К расчёту вероятности гидродинамической связи точек Q, М плоскости S1(внутри геологической среды) и точки M0, расположенной на другой поверхности (прямая задача)

Пусть также точки M1 лежат на плоскости S1, расположенной параллельно плоскости опробования S0 и содержащей точки M0. Исходя из физических соображений и топологической определённости, считается, что каждый физически допустимый канал проницаемости, соединяющий точки M1 и M0, может пересекать плоскость S1 только в одной точке, принадлежащей этой плоскости. Такая аксиоматика позволяет вычислить число состояний длин каналов проницаемости (трёхточечной) системы. А именно, поскольку реализации каналов между точками среды Q-M1 и M1-M0 статистически независимы, то число состояний длины l=l1+l2, согласно (1) можно вычислить как:

$$l = l1 + l2$$

$$N(r_{\delta}, k, l1, l2, R1, R2) = \exp\left[\frac{\ln k}{r_{\delta}} \times (l - R1 - R2 + R0)\right].$$
 (6)

Векторы *R*0, *R*1 и *R*1 имеют координаты *R*0(x0,y0,h0), *R*1(x,y,h1), *R*1(x0-x,y0-y,h0-h1).

Очевидно, что все каналы проницаемости длины R0 < l < l0 попадают в область, ограниченную поверхностью эллипсоида вращения, а пересечение плоскости S1 с данной поверхностью описывается неравенствами:

$$R0 \le (R1 + R2) \le l0$$
, (7)

или в обозначениях координат:

 $a1(x0, y0) \cdot x^{2} + a2(x0, y0, l0, h0, h1) \cdot x +$ $+a3(y0, l0) \cdot y^{2} + a4(x0, y0, l0, h0, h1) \cdot y +$ $+a5(x0, y0) \cdot x \cdot y + a6(x0, y0, l0, h0, h1) = 0,$ cde:

$$a1(x0, y0) = 4 \cdot (x0^{2} - l0^{2});$$

$$a2(x0, y0, l0, h0, h1) = 4 \cdot (2 \cdot h0 \cdot h1 \cdot x0 - -h0^{2} \cdot x0^{2} + l0^{2} \cdot x0) - x0^{3} - x0 \cdot y0^{2};$$

$$a3(y0, l0) = 4 \cdot (y0^{2} - l0^{2});$$

$$a4(x0, y0, l0, h0, h1) = 4 \cdot (2 \cdot h0 \cdot h1 \cdot y0 - -h0^{2} \cdot y0^{2} + l0^{2} \cdot y0) - y0^{3} - y0 \cdot x0^{2};$$

$$a5(x0, y0) = 8 \cdot y0 \cdot x0;$$

$$a6(x0, y0, l0, h0, h1) = x0^{4} + 2 \cdot (y0^{2} + h0^{2} - -2 \cdot h0 \cdot h1 - l0^{2}) + k0^{4} - 4 \cdot h0^{3} \cdot h1 + 4 \cdot h0^{2} \cdot h1^{2} - 2 \cdot h0^{2} \cdot l0^{2} + 4 \cdot h0 \cdot h1 \cdot l0^{2} - 4 \cdot h1^{2} \cdot l0^{2} + l0^{4}.$$
(8)

После несложных, но громоздких вычислений, из первого уравнения (6) можно вычислить пределы изменения координат для сечения эллипсоида вращения плоскостью S1 (аргументы a1-a6, с целью экономии места не прописаны). Наличие таких ограничений регламентировано существованием предельной длины каналов проницаемости, что в свою очередь заложено в рассматриваемую модель аксиоматически.

$$x_{n}(x0, y0, h0, h1, l0) = \frac{1}{a5 - 4 \cdot a1 \cdot a3} \times \left\{ \sqrt{\frac{a3 \cdot (a3 \cdot a2^{2} - a2 \cdot a4 \cdot a5) +}{a1 \cdot a4^{2} + a6 \cdot a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3 \cdot a6)}}{\sqrt{\frac{a1 \cdot a4^{2} + a6 \cdot a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3 \cdot a6}{1 + 2 \cdot a2 \cdot a3 - a4 \cdot a5}} + \right\};$$

$$x_{b}(x0, y0, h0, h1, l0) = \frac{1}{a5 - 4 \cdot a1 \cdot a3} \times \left\{ \sqrt{\frac{a3 \cdot (a3 \cdot a2^{2} - a2 \cdot a4 \cdot a5) +}{a1 \cdot a4^{2} + a6 \cdot a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3 \cdot a6)}}{-2 \cdot a2 \cdot a3 + a4 \cdot a5} - \right\};$$

$$y_{n}(x, x0, y0, h0, h1, l0) = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 - \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}})} = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 + \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}})} = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 + \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}}) = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 + \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}}) = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 + \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}}) = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 + \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}}) = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 + \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}}) = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 + \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}}) = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 + \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}}) = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 + \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}}) = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 + \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}}) = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 + \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}}) = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 + \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}}) = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 + \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}}) = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 + \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}}) = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 + \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}}) = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 + \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}}) = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 + \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}}) = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 + \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}}) = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 + \sqrt{\frac{a5^{2} - 4 \cdot a1 \cdot a3}{1 + a4^{2} - 4 \cdot a3 \cdot a6}}) = \frac{1}{2 \cdot a3}(a4 + a5 +$$

Исходя из данных расчётов число всех состояний каналов проницаемости, пересекающих плоскость S1, можно получить суммированием (интегрированием) по всем точкам эллипса (рисунок 1).

Выражения (9) и (10), согласно статистическому определению вероятности и с учётом того, что *l0* достаточно большая величина, позволяют получить аналитическое выражение для оценки плотности вероятной связи точек каналов тепло-масса переноса. Согласно данному определению искомая вероятность приобретёт вид (11). Согласно принципам статистической физики, наблюдаемая величина температуры в приповерхностной точке геологической среды, зависящей от температуры в точках принадлежащих некоторой поверхности S1 (параллельной дневной поверхности) и лежащей внутри среды, должна определяться уравнением (12).

$$RR(x, y, x0, y0, h0, h1, l0, k, rb) = \sqrt{x^{2} + y^{2} + h1^{2}} + \sqrt{(x0 - x)^{2} + (y0 - y)^{2} + (h0 - h1)^{2}};$$

$$R0(x0, y0, h0, h1) = \sqrt{(x0 - x)^{2} + (y0 - y)^{2} + (h0 - h1)^{2}};$$

$$R0(x0, y0, h0, h1) = \sqrt{(x0 - x)^{2} + (y0 - y)^{2} + (h0 - h1)^{2}};$$

$$R0(x0, y0, h0, h1, l0, k, rb) = \frac{x_{s}(x0, y0, h0, h1, l0) y_{s}(x, x0, y0, h0, h1, l0)}{x_{s}(x, x0, y0, h0, h1, l0) y_{s}(x, x0, y0, h0, h1, l0)} \left\{ \exp\left\{\frac{\ln k}{rb} \cdot [l0 - RR + R0]\right\} - 1\right\} \cdot dx \cdot dy.$$

$$P(r_{\delta}, k, l, x, y, x0, y0, h0, h1) = \frac{N(r_{\delta}, k, l1, l2, R1, R2)}{NobM1(x0, y0, h0, h1, l0, k, rb)} = \frac{exp\left[-\frac{\ln k}{r_{\delta}} \cdot (RR(x, y, x0, y0, h0, h1, l0, k, rb) - R0(x0, y0, h0, h1))\right]}{y_{s}(x, x0, y0, h0, h1, l0, k, rb) - R0(x0, y0, h0, h1)};$$

$$RR(x, y, x0, y0, h0, h1, l0, k, rb) = \sqrt{x^{2} + y^{2} + h1^{2}} + \sqrt{(x0 - x)^{2} + (y0 - y)^{2} + (h0 - h1)^{2}};$$

$$R0(x0, y0, h0, h1) = \sqrt{(x0 - x)^{2} + (y0 - y)^{2} + (h0 - h1)^{2}}.$$

$$R1(x, y, h1) = \sqrt{x^{2} + y^{2} + h1^{2}};$$

$$Tv(x, y, h1) = \frac{\ln(k)}{rb} \cdot \int_{R1(x, y, h1)}^{10} Tl(l, x, y, h1) \cdot \exp\left[\frac{\ln(k)}{rb} \cdot (l - R1(x, y, h1))\right] \cdot dl;$$

$$(12)$$

$$Tp(x0, y0, h0, h1, rb, k) = \int_{x_{u}(x0, y0, h0, h1, l0)}^{10} y_{u}(x, x0, y0, h0, h1, l0)} = \sqrt{(x0, y0, h0, h1, l0)} = \sqrt{(x0 - y)^{2} + (y0 - y)^{2} + (h0 - h1)^{2}}.$$

Здесь: Tp(x0, y0, h0, h1, rb, k) – температура в приповерхностной точке M0, Tv(l, x, y, h1) – усреднённый закон изменения температуры вдоль одномерного канала, проходящего через точку M1. Верхние и нижние пределы интегралов в (12) отражают аналитическую запись сечения эллипсоида вращения плоскостью S1.

Уравнение (12) относительно Tp(x0, y0, h0, h1, rb, k) позволяет вычислить температуру в приповерхностных точках по известному распределению температуры в глубине среды и, таким образом, оно является решением прямой задачи определения температуры в среде по известному источнику.

Обратная задача, то есть определение поля Tv(x0, y0, h1) по полю Tp(x0, y0, h0, h1, rb, k), означает решение интегрального уравнения (12) относительно Tv(x0, y0, h1) (уравнение Фредгольма второго рода). В общем случае уравнения типа (12) относительно Tv(x0, y0, h1) не имеют аналитического решения в известных элементарных или специальных функциях. Поэтому при решении таких задач, как правило, идёт речь о так называемом регулярном решении, подстановка которого в данное уравнение приводит к нарушению равенства только на множестве меры ноль. Для получения решения обратной

задачи, также как при решении прямой задачи, использованы методы статистической физики.

Пусть некоторые три точки принадлежат геологической среде Q, M1, и M0 (рисунок 2), причём, точка M0 расположена на приповерхностной плоскости S0, а точка M1 - на плоскости S1, параллельной плоскости S0.



Рисунок 2. К расчёту вероятности гидродинамической связи точек плоскости M0 с внутренней точкой геологической среды M1 (обратная задача)
Предполагается, что на поверхности S0 задано некоторое распределение температуры, обусловленное наличием в геологической среде остаточного тепла от ядерной полости с гипоцентром в точке Q. Распределение значений температуры существенно не однородно, характеризуется положительными аномалиями относительно поверхностного регулярного фона в областях D_i, где i=1, 2, 3,....,n (n – количество аномальных областей). Точки S0, к которым выходят каналы тепло-масса переноса, определяются следующей функцией координат:

$$G(x0, y0, h0) = \begin{cases} 1, & ec\pi u & D_i \in (x0, y0) \\ 0, & ec\pi u & D_i \notin (x0, y0) \end{cases}$$
(13)

Как и при решении прямой задачи, число состояний каналов длины *l*, проходящих через рассматриваемые точки S0, определено функцией:

$$NS01(r_{\delta}, k, l, R1, R2) = G(x0, y0, h0) \times$$
$$\times \exp\left[\frac{\ln k}{r_{\delta}} \cdot (l - R1 - R2 + R0)\right].$$
(14)

Суммирование по всем состояниям каналов длины *l*, проходящих через точки Q-M1-M0, и предположение, что *l0* достаточно большая величина, позволяет получить число состояний :

$$NS0M1(r_{\delta}, k, l0, R1, R2) = G(x0, y0, h0) \times$$
$$\times \frac{r_{b}}{\ln(k)} \cdot \exp\left[\frac{\ln k}{r_{\delta}} \cdot (l0 - R1 - R2 + R0)\right] , \quad (15)$$

где *l0* – максимальная длина канала проницаемости, которая может быть реализована в данной системе.

Суммирование по всем точкам плоскости S0 дает оценку множества всех состояний системы каналов, соединяющих точку Q с точками плоскости S0 и проходящих через M1:

$$NSobM1(r_{\delta}, k, l0, R1, R2) = \int_{D} G(x0, y0, h0) \cdot \frac{rb}{\ln(k)} \times \exp\left[\frac{\ln k}{r_{\delta}} \cdot (l0 - R1 - R2 + R0)\right] \cdot dS0,$$
(16)

где область интегрирования D определяется уравнением G(x0, y0, h0) = 1.

Согласно определению статистической вероятности, вероятность гидродинамической связи точек M0 с точкой M1 должна определиться как:

$$P2(x, y, h1, x0, y0, h0, rb, k) =$$

$$= \frac{NS0M1(r_b, k, l0, R1, R2)}{NSobM1(r_b, k, l0, R1, R2)}$$
(17)

Таким образом, искомая вероятность трёхточечной связи (17) подобна функции (11), но в отличие от последней, здесь суммирование в знаменателе ведётся по координатам x0, y0.

Ниже рассмотрен некоторый канал теплопроводности из числа возможных реализуемых каналов, в частности, канал проницаемости, согласно выше-приведенной гипотезе.

Применительно к тепловому полю ядерных полостей в стационарном режиме распределение температуры вдоль одномерного канала описывается линейной функцией расстояния [8]. Следовательно, можно принять, что распределение температуры имеет вид:

$$T(l) = b0 + b1 \cdot l , \qquad (18)$$

где b0 и b1 – некоторые постоянные, l – расстояние вдоль канала, отсчитываемое, например, от гипоцентра взрыва.

Согласно принципам статистической физики, наблюдаемые величины температуры определяются как математическое ожидание от (19) с плотностью вероятности (3). Для точек M0 и M1 усреднённые по длинам каналов наблюденные температуры (при условии, что эти точки имеют теплопроводную связь с вероятностью равной единице) имеют вид:

$$T0(x0, y0) = b0 + b1 \cdot \left[R1(x, y, h1) + R2(x, y, x0, y0, h1, h0) + \frac{1}{\alpha} \right];$$

$$T1(x, y, h1, \alpha) = b0 + b1 \cdot \left[R1(x, y, h1) + \frac{1}{\alpha} \right];$$

$$\alpha = \frac{\ln(k)}{rb}.$$
(19)

Вычитание в (19) из первого уравнения второго и усреднение по всевозможным связям точки М1 с точками плоскости S0 с плотностью вероятности (17) позволяет получить уравнение для вычисления наблюдаемой температуры во внутренних областях геологической среды с использованием данных приповерхностного опробования:

$$T1(x, y, h1, h0, \alpha) = \iint_{s_0} T0(x0, y0) \times$$

×P2(x, y, h1, x0, y0, h0, \alpha) \cdot dS0 -
-b1 \cdot \iii R2(x, y, x0, y0, h0.h1) \times
×P2(x, y, h1, x0, y0, h0, \alpha) \cdot dS0. (20)

Полученное выражение можно считать физически обоснованным приближённым решением уравнения (12) относительно Tv(x0, y0, h1) в обозначениях (20). Tv(x0, y0, h1)=T1(x, y, h1, h0, а). Уравнение позволяет путем интегрирования вычислять поле температур во внутренних точках геологической среды по данным приповерхностного опробования, если известны параметры b1 и α. Данные параметры определяются структурой и физическими характеристиками среды, которые на практике, как правило, не известны и не могут быть оценены теоретически. Поэтому, для их оценки необходимо провести верификацию выражения (20) на некотором ограниченном известном множестве измерений, преимущественно во внутренних точках системы, например, по данным скважинных измерений. При наличии измерений по одной скважине можно определить статистическую зависимость коэффициента b1 от глубины. Как показали последующие численные эксперименты с использованием выражения (20), изменчивость численных значений параметров ln(k), г_b при верификации можно учесть через изменчивость параметра b1.

Алгоритм верификации осуществлён относительно параметров b1 и α в виде (21).

В (21) x_{skv} , y_{skv} – координаты скважины на поверхности, $h_{skv,\ i}$ – координата ствола скважины с результатами измерения температуры (верификационное множество). Анализ (21) показал, что данное

выражение не имеет экстремума относительно этих параметров и нуждается в априорной информации, не связанной с данной теоретической конструкцией. В частности, число ближайших соседей элементов пористости при относительно плотной упаковке можно принять как к=8 (ln(k)=ln(8)), а величину r_b =min(shagh1,shagx,shagy), то есть, равной минимальному шагу опробования по координатным осям (x, y, h). В этом случае выражение (21) можно трансформировать в уравнение (22), из которого непосредственно вытекает зависимость коэффициента b1 как функции координаты h.

$$\sum_{h_{1_{skv,j}}} \begin{bmatrix} T1(x_{skv}, y_{skv}, h_{skv,i}, h0, \alpha_{skv,i}) - \iint_{S0} T0(x0, y0) \cdot P2(x_{skv}, y_{skv}, h_{skv,i}, x0, y0, h0, \alpha_{skv,i}) \cdot dS0 - \\ -b1 \cdot \iint_{S0} R2(x_{skv}, y_{skv}, x0, y0, h0, h_{skv,i}) \cdot P2(x_{skv}, y_{skv}, h_{skv,i}, x0, y0, h0, \alpha_{skv,i}) \cdot dS0 \end{bmatrix}^{2} \Rightarrow \min.$$
(21)

$$b1(h1_{skv,i}) = \frac{T1(x_{skv}, y_{skv}, h1_{skv,i}, h0, \alpha_{skv,i}) - \iint_{S0} T0(x0, y0) \cdot P2(x_{skv}, y_{skv}, h1_{skv,i}, x0, y0, h0, \alpha_{skv,i}) \cdot dS0}{\iint_{S0} R2(x_{skv}, y_{skv}, x0, y0, h0, h1_{skv,i}) \cdot P2(x_{skv}, y_{skv}, h1_{skv,i}, x0, y0, h0, \alpha_{skv,i}) \cdot dS0}.$$
(22)

Анализ выражения (20) показал, что если структура приповерхностного поля температур является "пятнистой", то рисунок поля в горизонтальных сечениях, во внутренних областях среды, также будет "пятнистым". Этот факт можно истолковать как наличие в геологической среде одномерных каналов повышенной теплопроводности. Определение пространственной конфигурации таких каналов можно осуществить с помощью вариационного исчисления. Однако для этого необходимо сформулировать критерий оценки. В данном случае такой критерий вытекает из физической сути решаемой задачи. Естественно предположить, что осевые линии каналов повышенной теплопроводности должны проходить через точки, где имеет место наибольшее превышение температуры над естественным тепловым фоном. Или иначе, осевыми линиями каналов повышенной теплопроводности являются такие линии, для которых выполняется условие:

$$\int_{(x0,y0,h0)}^{(x,y,h)} \psi(x,y,h) \cdot dl \Rightarrow \min$$

$$ecnu \qquad \psi(x,y,h) = \frac{1}{T(x,y,h)}$$
(23)

где (x0, y0, h0) и (x, y, h) – координаты начальной и конечной точек осевой линии канала повышенной теплопроводности и интегрирование ведётся вдоль искомой линии.

В теории Гамильтона – Якоби показано [3], что решение задачи (23) эквивалентно решению системы так называемых канонических дифференциальных уравнений, которые, применительно к данному случаю, после соответствующих преобразований, могут быть приведены к виду:

$$\begin{cases} \frac{dp1}{dh} = \frac{\psi(x, y, h)}{\sqrt{\psi(x, y, h)^2 - p1^2 - p2^2}} \cdot \frac{\partial \psi(x, y, h)}{\partial x}; \\ \frac{dp2}{dh} = \frac{\psi(x, y, h)}{\sqrt{\psi(x, y, h)^2 - p1^2 - p2^2}} \cdot \frac{\partial \psi(x, y, h)}{\partial y}; \\ \frac{dx}{dh} = \frac{p1}{\sqrt{\psi(x, y, h)^2 - p1^2 - p2^2}}; \\ \frac{dy}{dh} = \frac{p2}{\sqrt{\psi(x, y, h)^2 - p1^2 - p2^2}}. \end{cases}$$
(24)

Здесь: p1, p2, x, y – канонические переменные, x(h), y(h) – соответствующие координаты пространственной кривой, удовлетворяющей условию (23), осевой линии канала повышенной теплопроводности.

Уравнения (24) дополнены граничными условиями трансверсальности на дневной поверхности геологической среды (осевые линии нормальны к дневной поверхности). Предположение правдоподобно, если рельеф поверхности относительно гладкий и по латерали его теплопроводные свойства меняются относительно плавно. Решение системы (24) с соответствующими граничными условиями, однозначно определяет искомую кривую (осевую линию канала повышенной проницаемости - повышенной теплопроводности).

Таким образом, получена методика, которая позволяет рассчитать тепловое поле, образованное механизмом одномерного тепломасса переноса, в объёме геологической среды. Опробование методики проведено на примере скважины № 104 участка Сарыузень Семипалатинского испытательного полигона. В этой скважине по советской программе ядерных испытаний на глубине 225 м произведён подземный ядерный взрыв мощностью 0 - 25 кт. В последние годы в гидрогеологических скважинах на приустьевом участке проведена приповерхностная тепловая съёмка на глубине 0.5 м. На удалении 90 и 140 м к востоку от устья боевой скважины пробурены скважины глубиной по 180 м, в которых с шагом

0.25 м проведены температурные измерения (скважина G104-1 и скважина G104-2). Эти данные составили верификационную основу методики реконструкции объёмного поля температур. Расчёты проведены программой в системе Mathcad. На рисунке 3 приведены результаты полевых измерений.



Рисунок 3. Участок Сарыузень. Приустьевая площадка скважины 104. Полевые температурные данные

Из рисунка 3-в видно, что достаточно существенный сезонный прогрев приповерхностного слоя распространяется вплоть до глубины 15 м, затем температура снижается с глубиной практически линейно. Сопоставляя абсолютные значения температуры на поверхности и на глубине можно сделать вывод о возможном местоположении выхода каналов повышенной теплопроводности на дневную поверхность. На рисунке 3-б показано пять аномалий – одна в центре, четыре на периферии, - вычисленные относительно фонового значения. Опрелеление локального естественного фона проведено по вычислению среднего, среднеквадратичного отклонения и интервала доверия среднего. За аномальные возмущения температурного поля приняты абсолютные отклонения температуры от нижней границы доверительного интервала.

Если оставаться в рамках гипотезы о теплообмене земных недр с поверхностью по каналам повышенной теплопроводности (проницаемости) с механизмом тепло-масса переноса, то места выхода каналов на поверхность должны отмечаться пониженными значениями температуры по отношению к локальному поверхностному фону. Более холодный поток ближайших недр охлаждает более горячий приповерхностный слой.

На рисунке 4 приведены результаты вычислений по формуле (20) температуры в скважине № 104-1 после верификации коэффициента b1(h).

Как видно из рисунка 4, результаты вычисления температуры, по крайней мере, в окрестности скважины № 104-1, хорошо согласуются с инструментальными измерениями по скважине. На рисунке 5 показаны результаты расчета по формуле (20) температурного поля на различных уровнях среза (горизонтах) геологической среды.



Рисунок 4. Сопоставление результатов расчета температуры в скважине №104-1 по алгоритму (20) и эмпирических данных

Визуальный анализ полученных полей показывает, что по мере углубления "пятнистость" в распределении поля температур уменьшается, то есть, число значимых возмущений естественного фона становится меньше. Физически это можно интерпретировать тем, что с глубиной степень связной пористости уменьшается, а, следовательно, уменьшается число реализованных каналов проницаемости (повышенной теплопроводности).

На рисунке 6 приведены результаты расчетов с использованием решения системы канонических уравнений Гамильтона – Якоби, вероятностно описывающих пространственное положение осевых линий каналов повышенной теплопроводности.



Рисунок 5. Участок Сарыузень. Приустьевая площадка скважины 104. Рассчитанное аномальное температурное поле на горизонтах (обозначения на рисунке 1)

ОБ ОДНОМ МЕТОДЕ РАСЧЁТА ПРОСТРАНСТВЕННОГО ПОЛОЖЕНИЯ КАНАЛОВ ПОВЫШЕННОЙ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕДАХ, ВМЕЩАЮЩИХ ЯДЕРНЫЕ ПОЛОСТИ



Сфера (красный цвет) - фронт тепловой волны, образованный механизмом сплошной теплопроводности; красная линия – скважина 104; разноцветные линии – оси каналов проницаемости (повышенной теплопроводности)

Рисунок 6. Участок Сарыузень. Скважина 104. Вероятностная модель основных каналов повышенной теплопроводности в двух ракурсах (a, б)

Как видно из рисунка 6, только два из пяти основных каналов повышенной теплопроводности могут быть ассоциированы с положением фронта тепловой волны, образованной механизмом сплошной теплопроводности (фиолетовый и светло фиолетовый цвета). Остальные каналы могут быть связаны с процессами теплообмена внутренних областей геологической среды с поверхностью. При этом, в рассматриваемом примере только 40% выявленных поверхностных аномалий имеют связь с ядерной полостью. Выполненные расчеты в рассмотренном примере показывают, что наличие приповерхностных тепловых аномалий не является достаточным условием присутствия в глубинной геологической среде ядерной полости.

Таким образом, разработанная методика расчёта тепловых полей в объёме геологической среды по данным приповерхностных и односкважинных измерений в окрестности подземного ядерного взрыва, позволяет вероятностно оценить как само объёмное поле, так и пространственные положения каналов повышенной теплопроводности.

Резюме

1. Физической и формальной основой методики расчёта для объёмной реконструкции температурного поля по данным приповерхностных измерений, является гипотеза о существовании в изучаемой среде каналов повышенной теплопроводности, а также гипотеза о том, что перенос тепла по этим каналам осуществляется механизмом тепло-масса переноса. При наличии в среде ядерной полости, основным первичным источником деформации естественного температурного поля является остаточное тепло ядерного взрыва.

2. На начальном и последующем временных этапах тепло распространяется механизмом сплошной теплопроводности.

3. Выведена функция плотности вероятности гидродинамической (тепловой) связи между точками среды (17) на основании гипотезы о существовании между любыми двумя точками каналов гидродинамической связи благодаря связной пористости, а также на основе законов статистической физики об ансамбле всевозможных, физически допустимых каналов связи в случае существования локального источника тепла.

4. Получено уравнение, связывающее приповерхностное распределение температурного поля (относительно естественного фона) с температурным полем в объёме среды (20) по известной плотности вероятности, на основе понятия в статистической физике – наблюдаемая величина. При этом показана возможность определения неизвестных параметров путём верификации с помощью уравнения (21) на ограниченном множестве приповерхностных и скважинных измерений.

5. Критерий оценки пространственного местоположения каналов повышенной теплопроводности (повышенной гидродинамической проницаемости) сформулирован на основе интуитивной правдоподобности о том, что осевые линии этих каналов должны проходить через точки максимального теплового возмущения естественного фона температур.

6. Уравнения осевых линий каналов повышенной теплопроводности, согласно критерию их оценки, вычисляются решением системы дифференциальных уравнений Гамильтона – Якоби (24).

7. Наличие приповерхностных тепловых аномалий не является однозначным критерием для поисков скрытых ядерных полостей.

Литература

- Изучение поствзрывных геологических процессов и разработка технологий их мониторинга в местах проведения подземных ядерных взрывов: отчет о НИР (окончат. по теме 04.02.01 Н за 2004 – 2008 гг.) / ДГП «Институт геофизических исследований» НЯЦ РК. – Авторы : Шайторов В.Н., Кислый Б.И., Гринштейн Ю.А., Стромов В.М., Ефремов М.В. [и др.] – Курчатов, 2009. – 417 с. – Фонды КазГосИНТИ, № ГР 0104РК00194. – Инв. № 0209РК00930.
- 2. Тихонов, А.Н. Уравнения математической физики / А.Н. Тихонов, А.А. Самарский. М.: Наука', 1972. 180 с.
- 3. Цлаф, Л. Я. Вариационное исчисление и интегральные уравнения / Л.Я. Цлаф. М.: Наука, 1979. 41 с..

ЯДРОЛЫҚ ҚУЫСТАРДЫ СЫЙДЫРАТЫН ГЕОЛОГИЯЛЫҚ ОРТАЛАРДА КӨТЕРІҢКІ ЖЫЛУӨТКІЗГІШТІК АРНАЛАРЫНЫҢ КЕҢІСТІК ОРНАЛАСУЫН ЕСПЕТЕУІНЕ БІР ӘДІСІ ТУРАЛЫ

Мурзадилов Т.Д., Шайторов В.Н., Кушербаев Б.Ш.

ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Статикалық физика негізінде ядролық қуыстарды сыйдыратын геологиялық орталарда көтеріңкі жылуөткізгіштік арналарының кеңістік орналасуын бағалау алгоритмі әзірленген. Есептеу үшін бастапқы деректері болып табылатыны жер бетін жылулық сынамалауының нәтижелері.

CALCULATION METHOD FOR SPATIAL POSITION OF THE CHANNELS OF HIGH THERMAL CONDUCTIVITY OF GEOLOGICAL ENVIRONMENTS CONTAINING NUCLEAR CAVITIES

T.D. Murzadilov, V.N. Shaitorov, B.Sh. Kusherbavev

Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

Based on methodological of statistical physics, the algorithm has been developed to determine the spatial position of the channels of high thermal conductivity of geological environments containing nuclear cavities. Calculation was based on initial data of thermal testing of the earth surface.

УДК 621.039.9(24)

К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНОСТИ ГЕНЕРАЦИИ МЕТАНА И УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА ПУТЁМ ХИМИЧЕСКИХ РЕАКЦИЙ ПРОДУКТОВ РАДИОЛИЗА ПОДЗЕМНЫХ ВОД С УГЛИСТЫМ ВЕЩЕСТВОМ, ВМЕЩАЮЩИХ ЯДЕРНУЮ ПОЛОСТЬ

Мурзадилов Т.Д.

Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Теоретическими расчётами показано, что метан и углекислый газ, полученные в результате химических реакций продуктов радиолиза воды и углистого вещества горных пород, в окрестности ядерных полостей не влияют количественно на их естественное геохимическое поле.

Атмохимические исследования, проводимые в приповерхностных слоях эпицентров подземных ядерных взрывов (ПЯВ) [1], показали возможность выявления повышенных содержаний метана и углекислого газа относительно регионального фона. Так, например, на Семипалатинском испытательном полигоне (СИП) на участке Балапан из 18 обследованных приустьевых участков так называемых «боевых скважин» 9 отнесены к газвыделяющим по CH₄, CO, CO₂, SO₂, H₂. На участке Сарыуень из 19 таких обследованных скважин газовыделяющими оказались 9. Наблюдаемая минимальная концентрация метана составила 0.05 ррт, максимальная – 25 ррт. Измерения концентрации углекислого газа по почвенному воздуху показали его аномально повышенные значения в районе эпицентра ПЯВ, которые со временем заметно растут. В связи с изучением различных аспектов образования газовых аномалий в местах проведения ПЯВ в статье рассмотрен один из вопросов о механизме генерации в результате химического взаимодействия продуктов радиолиза подземных вод с углистыми породами, входящими в состав геологических разрезов, вещающих полости ПЯВ. Сделана попытка теоретического исследования задачи, а именно, оценки возможности генерации метана (CH₄) и углекислого газа (CO₂) в процессе радиолиза на увлажнённых углистых породах, вмещающих ядерную полость. При этом предполагается, что углистое вещество представлено тонкими гранулометрическими включениями, что позволяет считать выход генерируемых газов пропорциональным его концентрации в геологической среде.

Проблема радиолиза воды достаточно хорошо изучены как теоретически, так и экспериментально [2 - 11]. Информационный обзор публикаций показал, что числовые, качественные и формульные данные в целом коррелированны между собой. В предпринятом исследовании за основу приняты количественные отношения, приведённые в [11], поскольку они представляются более адаптированными к условиям поставленной задачи. Согласно [11] при радиолизе воды

на физико-химической стадии протекают следующие химические реакции - возбуждение и диссоциация молекул воды (схемы упрощённые):

$$H_2O' \rightarrow H + OH$$
 (1)

$$H_2O' \rightarrow H_2 + O$$
 (2)

$$\mathrm{H}_{2}\mathrm{O}^{\bullet} \to \mathrm{H}_{2}\mathrm{O}^{+} + \mathrm{e}^{-} \tag{3}$$

Образовавшийся свободный электрон в последующем может участвовать в следующей серии реакций, или переходить в сольватное состояние. Положительные молекулярные ионы воды вступают в ионмолекулярную реакцию:

$$H_2O^+ + H_2O \rightarrow H_3O^+ + OH \tag{4}$$

Образовавшийся ион гидроксония Н₃O+ за время порядка 10⁻¹³ сек, гидратируется. К концу первой, физико-химической стадии, в течение времени 10-11 сек облучённая вода приходит в тепловое равновесие. К этому моменту в трековом пространстве существуют сольватные электроны, комплексы ОН, ионы гидроксония и молекулярный водород. На химической (второй) стадии, начиная с моментов времени 10⁻¹⁰ сек, в размытых трековых пространствах начинаются химические преобразования между продуктами реакций (1) – (4). В результате образуются атомы и молекулы водорода и ионы гидроксила. Реакции характеризуются весьма высокой скоростью протекания, так что за время 10⁻⁷ сек в среде устанавливается локальное равновесие. По прошествии этого времени в среде существуют сольватные электроны е, атомы водорода Н, атомы кислорода О, радикалы ОНи ОН, молекулярный водород H₂, пероксид водорода H₂O₂ и ионы гидроксония H₃O⁺. Выход этих частиц на данной стадии радиолиза воды в пересчёте на 100 эВ энергии приведен в таблице 1 [11].

Параллельно протекают и обратные реакции с участием первичных продуктов, например:

$$H + OH \rightarrow H_2O$$
 (5)

$$H_2 + OH \rightarrow H + H_2O \tag{6}$$

$$H_2O_2 + e^- \rightarrow OH + OH^-$$
 (7)

Таблица 1. Выход частиц на ранней стадии радиолиза воды в пересчёте на 100 эВ энергии [11]

Продукт реакции	Н	ОН	0	H ₂	H ₂ O ₂	H₃O⁺	OH.
Выход частица/100эВ	0.65	2.8-2.9	0.0067	0.45	0.75	3.3-3.4	0.5-0.6

При непрерывном облучении воды в среде устанавливаются равновесные концентрации продуктов радиолиза, определяемые высокой скоростью протекания обратных реакций и малыми значениями энергий активаций. Поэтому явление радиационнохимического стационарного состояния имеет большое значение при количественных расчётах химических реакций в относительно слабых растворах. При этом, в исследованиях экзотермических реакций со значительной энтальпией продуктов образования на границах твёрдых фаз для расчётов могут быть использовать данные таблицы 1 напрямую, поскольку такие реакции проходят практически в объёмах трекового пространства, примыкающих непосредственно к границам раздела фаз.

Третья стадия процесса радиолиза воды связана с реакциями его продуктов с окружающий химически активными веществами, в том числе, например, веществом твёрдой фазы. В рассматриваемом случае с углистым веществом.

Рассмотрим некоторый объём геологической среды, вмещающий ядерную полость. Предположим, что данная полость образована в результате взрыва с энергией Е килотонн (кт) тротилового эквивалента. Из литературных источников известно [12, 16, 17], что при взрыве ядерного устройства энергии в 1 кт тротилового эквивалента, в котором в качестве ядерного горючего используется ²³⁵U или ²³⁹PU, образуется 60 грамм радиоактивного загрязнения – продуктов деления ядерного заряда. Данное загрязнение содержит около 60 видов изотопов радиоактивных веществ таблицы Менделеева (Kr, I, Xe, Rb, Cs, Sn и др.). В результате распала эти вешества последовательно переходят в дочерние, также радиоактивные, изотопы других элементов – Sr, Cs, Ba, La, Sb, Y, а затем в Zr, Nb, Mo, Ge и т. д. В результате в продуктах деления фигурирует около 200 радиоактивных изотопов с периодом деления от долей секунд до десятков, сотен и более лет. Кроме того, при взрыве образуются потоки нейтронов, которые захватываются материалом конструкции взрывного устройства и веществом геологической среды, что, в свою очередь, приводит к появлению новых радиоактивных элементов (наведённая радиоактивность) - Fe, Co, Ca, S и др. И, наконец, вещества загрязнения содержат непрогоревший материал ядерного заряда. Установлено, что 60 грамм продуктов загрязнения дают динамику изменения активности во времени, приведенную в таблице 2 [12, 16, 17].

Таблица 2. Динамика активности продуктов загрязнения

Время, сек	10	3.6·10 ³	8.64·10 ⁴	2.592·10 ⁶	3.1536·10 ⁷				
Активность, Ки	7·10 ¹⁰	4·10 ⁸	1·10 ⁷	3·10⁵	1·10 ^₄				
Активность, деление/сек	25.9·10 ²⁰	14.8·10 ¹⁸	3.7·10 ¹⁷	11.1·10 ¹⁵	3.7·10 ¹⁴				
Примечание- активность радиоактивного вещества выражена во внесистемной единице кюри (Ku, 1Ku = 3.7 · 10 ¹⁰ актов распада/сек)									

Данная эмпирическая зависимость активности охватывает периоды времени от 10 сек до 1 года. Для оценки объёмов выделения метана и углекислого газа в процессе радиолиза по прошествии многих лет после взрыва, проведена экстраполяция путём построения регрессионной кривой следующего аналитического вида:

$$K(t) = e^{p01} \cdot \left(24 \cdot 3600 \cdot t\right)^{p00} \tag{8}$$

Здесь: K(t) – активность загрязняющих радиоактивных веществ полученных при взрыве заряда с энергией в 1 кт тротилового эквивалента (деление/секунда), t – время с момента образования загрязнений (сутки), p01 = 52.168 – безразмерная величина, p00 = -1.047 – безразмерная величина.

На рисунке 1 приведены эмпирическая (по данным таблицы 2) и теоретическая (по формуле (8)) зависимости активности радиоактивного загрязнения от времени при взрыве заряда с энергией в 1 кт тротилового эквивалента.

Как видно из рисунка 1, на больших временах теоретическая зависимость даёт слегка завышенное значение активности. Полученная теоретическую зависимость взята за основу для оценки верхней границы содержания метана и углекислого газа в горных породах при их генерации реакциями продуктов радиолиза воды с углистым веществом.

Из литературных источников известно, что основная масса выделяемой энергии веществом продуктов деления 235 U и 239 Pu связана с β и γ излучением и обеспечивается около сотней изотопов.



Рисунок 1. Зависимость активности веществ радиоактивного загрязнения в ядерной полости от времени (сек)

В проведенных оценках принято, что оба вида излучения по числу частиц генерируется в равных количествах. Поэтому выделяемая мощность (в эВ/сутки деление) на одно деление может быть определена выражением [13]:

$$A\gamma\beta(t) = \frac{3.4 \cdot 10^6}{\sqrt{24 \cdot 3600 \cdot t}} \left[\frac{\Im B}{cym\kappa u \cdot \partial e_{nehue}}\right], \qquad (9)$$

где *t* – время, отсчитываемое с момента времени в 10 сек после образования радиоактивного загрязнения.

Поглощаемая мощность в процессе радиолиза воды и теплового рассеяния при активности (8) выразится формулой:

$$Er(t) = A\gamma\beta(t) \cdot K(t) = \begin{bmatrix} 36\\ -3.4 \cdot 10^6 \cdot e^{p01} \cdot t^{p00-0.5} \end{bmatrix}, \quad (10)$$

где Er(t) – мощность, выделяемая радиоактивным загрязнением на процесс радиолиза воды и на тепловое рассеяние в геологической среде.

Метан, как продукт радиолиза воды и углистого вещества, входящего в состав горных пород, может образоваться на стадии химических преобразований по следующим трём схемам, протекающим одновременно:

$$C + 4H \rightarrow CH_4 \tag{12}$$

$$C + 2H + H2 \rightarrow CH_4 \tag{13}$$

$$C + 2H_2 \rightarrow CH_4 \tag{14}$$

Вклад каждой из этих реакций в образовании метана определен исходя из следующего. Выход метана по каждой схеме (12) – (14) определяется минимальным значением совокупности выходов частиц радиолиза, участвующих в реакции. Если принять сумму этих минимальных значений за целое, то доля каждой из реакций (вероятность каждой из реакций) определится отношением выхода реакции к этой сумме. Исходя из этих соображений и используя данные таблицы 1 применительно к реакциям (12) – (14), получены значения выхода частиц, доли реакции в конечном продукте и количество частиц, участвующих в реакциях (таблица 3).

Пусть объёмная концентрация углистого вещества в горных породах, окружающих ядерную полость, составляет ρC (безразмерная величина), а выход продуктов радиолиза воды определяется на каждые 100 электрон-вольт. Тогда количество получаемых молекул метана в единицу времени для каждой из реакции (12) – (14) может быть оценено как:

$$VCH_{4}(t)_{i} = \frac{Er(t) \cdot Wreak_{i} \cdot Vix2_{i} \cdot \rho C}{100 \cdot Nreak_{i}} \left[\frac{MOREKYR}{cym\kappa u}\right] , \quad (15)$$
$$(i = 1, 2, 3)$$

Здесь: $VCH_4(t)$ – количество молекул метана, образующегося в единицу времени в результате реакции продуктов радиолиза подземных вод с углистым веществом вмещающих пород; i – номер химической реакции (согласно таблицы 1); $Vix2_i$ – выход молекул

водорода на 100 эВ энергии излучения в i^{ou} реакции (согласно таблице 1); ρC – объёмная концентрация углистого вещества в окружающей среде; *Nreak* – количество частиц (атомов и молекул) водорода, участвующих в реакции образования метана; *Wreak_i* – доля i^{ou} реакции в образовании метана.

Полный выход объёма метана (в м³) за единицу времени может быть получен суммированием по выражению (15) с последующим делением на число Авагадро ($6.02 \cdot 10^{23}$) и умножением на объём одного моля газа при нормальных условиях (давление= 10^5 Па, температура 300°С, объём одного моля газа = $22.4 \cdot 10^{-3}$ м³ [14]):

$$VCH42(t) = \frac{22.4 \cdot 10^{-3}}{Nav} \cdot \sum_{i=0}^{3} VCH4(t)_{i} \quad \left[\frac{M^{3}}{cym\kappa u}\right], (16)$$

где VCH42(t) – скорость выделяемого метана в $m^3/сутки$ в момент времени «t».

Выше приведённые формальные выражения получены при условии 1 кт взрыва. Полный объём сгенерированного газа за период от начала процесса газообразования до момента полного распада радиоактивного загрязнения определен с учетом в формуле (16) энергии взрыва *E* и интегрированием по времени:

$$VCH4E(t) = E \cdot \int_{t}^{\infty} VCH42(t) \cdot dt \quad [\text{m}^{3}].$$
(17)

Здесь: VCH4(t) – объём сгенерированного метана (в м³) за период времени от начала процесса газообразования до момента полного распада радиоактивного загрязнения, в результате реакций продуктов радиолиза воды с углистым веществом горных пород; E – энергия взрыва, вызвавшего данное радиоактивное загрязнение околополостного пространства.

При подземном ядерном взрыве уровень грунтовых вод в окрестности гипоцентра резко изменяется. Вода как бы отжимается из окрестности образовавшейся котловой полости, а температура горных пород некоторое время остаётся достаточно высокой для содержания жидкой фазы воды. Отсутствие водной компоненты и локализация радиоактивного загрязнения в районе ядерной полости исключает протекание процесса радиолиза с последующей генерации метана и углекислого газа по рассматриваемому сценарию. По мере остывания околоолостное пространство может постепенно обводняться, в результате чего запускается механизм радиолиза по истечении времени от нескольких суток до нескольких месяцев, при условии, что гидрогеологические условия места проведения ПЯВ этому способствуют.

Таблица 3. К характеристике реакций образования метана

Реакция	$\textbf{C+4H} \rightarrow \textbf{CH}_4$	C + 2H +H2 \rightarrow CH_4	$\textbf{C+2H}_2 \rightarrow \textbf{CH}_4$
Число частиц, Nreak	4	3	2
Выход частиц, Vix	0.65	0.45	0.45
Доля реакции, Wreak	0.419	0.29	0.29

Исходя из предположения о том, что обводнение очага ПЯВ реализуется, проведена теоретическая оценка количества образующегося метана согласно выражению (17) при следующих исходных данных: энергия подземного ядерного взрыва (Е) - 20 кт; средний выход водородосодержащих продуктов радиолиза воды - согласно данным таблицы 1; число частии, участвующих в процессе образования метана, их выходы и вероятности протекания (доли) реакций (12) - (14) - согласно таблице 3; объёмная концентрация углистого вещества ρC во вмещающих ядерную полость горных породах – 0.02; первая константа регрессионной зависимости (р00) -(1.047); вторая константа в регрессионной кривой для активности продуктов взрыва (p01) - 52.168. На рисунке 2 приведены результаты расчётов для приведенных исходных данных.



Рисунок 2. Зависимость объёма генерации метана от времени начала увлажнения полости в процессе реакций продуктов радиолиза с углистым веществом (E=20 кm)

Как видно из рисунка 2, зависимость объёма образования метана, за время полного распада продуктов ядерного взрыва, существенно зависит от времени начала обводнения полости - от одних суток до двенадцати суток. Далее эта зависимость менее существенна. Согласно полученным данным для взрыва с энергией 20 кт при обводнении полости, например, через 30 суток, максимальный объём образовавшегося метана составляет $OCH_4E = 2.465 \cdot 10^{-8} \text{ м}^3$ = $= 2.465 \cdot 10^{-5}$ литров. Это ничтожно малое количество, особенно если учесть его дальнейшее распределение в трещинной пустотности околополостного пространства геологической среды (включая и сам объём полости). Действительно, если предположить, что в результате взрыва механическая целостность окружающей геологической среды была изменена в радиусе RI м, определяемом как $R1 = Rd = 35 \cdot \sqrt[3]{E}$, а также предположить, что трещинные пустотности среды в среднем изменились до величины k, то изменение концентрации метана по истечении времени полного распада радиоактивного загрязнения, согласно выражению (17), должно составить [15]:

$$\Delta \rho CH_4(t) = \frac{VCH_4 E(t)}{\frac{4}{3} \cdot \pi \cdot k \cdot Rd^3},$$
(18)

где: *k* – коэффициент средней пустотности околополостной окружающей геологической среды после подземного ядерного взрыва, *Rd* – радиус среды, подвергшейся дополнительным тещиным нарушениям в результате ПЯВ, *t* – время начала обводнения полости.

Результаты вычисления при k = 0.1, t = 30 суток (время предполагаемого начала обводнения полости) и ранее приведённые данные показывают, что изменение концентрации метана в около полостном пространстве составляет $\Delta \rho CH_4 = 6.864 \cdot 10^{-14} = 6.864 \cdot 10^{-8}$ ppm. Это также ничтожно малая величина, если учесть, что концентрация метана в приповерхностном воздухе (глобальное среднее), составляет 1.77 ppm, а минимальная концентрация в приустьевых областях боевых скважин по данным [1] составляет 0.05 ppm. В таблице 4 приведены расчётные данные о скорости генерации метана механизмом радиолиза воды в зависимости от времени проведения взрыва при условии обводнения окрестности полости через 30 суток.

Как видно из таблицы 4, скорость генерация метана механизмом радиолиза воды практически нулевая, и на естественном фоне в горных породах инструментальное отслеживание его динамики практически невозможно.

Полученные численные результаты, как по объёму, так и по концентрации метана, могут быть на порядки меньшими, поскольку при расчётах не учтены разубоживание радиоактивных продуктов, экранирование излучения, наличие других химических реакций продуктов радиолиза с водными растворами в горных породах и др. Не учтены также процессы разубоживания газа в результате его миграции за пределы механического воздействия ПЯВ, что также должно влиять на регистрируемые концентрации. Поэтому, полученные данные характеризуют теоретическую верхнюю границу численных значений объёмов и концентраций.

Таблица 4. Расчетные данные о скорости генерации метана

Время, лет	5	10	15	20	25	30	35	40	45
Скорость генерации метана, м ³ /сутки	8.37 · 10 ⁻¹³	2.863 · 10-13	1.529 · 10 ⁻¹³	9.796 · 10 ⁻¹⁴	6.936 · 10 ⁻¹⁴	5.231 · 10 ⁻¹⁴	4.121 · 10 ⁻¹⁴	3.351 · 10 ⁻¹⁴	2.793 · 10 ⁻¹⁴

Аналогичные оценочные расчёты проведены для генерации углекислого газа, образуемого в результате химических реакций продуктов радиолиза воды с углистым веществом горных пород. Для этой задачи приняты следующие основные возможные схемы образования углекислого газа из продуктов радиолиза:

$$C + O + O \rightarrow CO_2 \tag{19}$$

$$C + H_2O_2 \rightarrow CO + H_2O \tag{20}$$

$$CO + O \rightarrow CO_2$$
 (21)

$$CO + H_2O_2 \rightarrow CO_2 + H_2O \tag{22}$$

Данная система реакций эквивалентна трём уравнениям, а именно:

$$C + 2O \rightarrow CO_2 \tag{23}$$

$$C + 2H_2O_2 \rightarrow CO_2 + 2H_2O \tag{24}$$

$$C + H_2O_2 + O \rightarrow CO_2 + H_2O$$
(25)

Так же как в задаче о выходе метана по типам реакций, для углекислого газа получены аналогичные данные о числе и выходе частиц, доле реакции (таблица 5).

Из таблицы 5 следует, что генерация углекислого газа практически идёт за счёт реакции (24). Расчёт объёма и скорости генерации углекислого газа выполнен по аналогии с расчётами по метану согласно выражениям (16) – (18) и данным таблицы 5. Результаты показали, что, например, для взрыва в 20 кт, концентрации углистого вещества $\rho C = 0.02$ и времени начала обводнения полости t = 30 суток, объём образования CO_2 составил: $VCO_2E = 5.132 \cdot 10^{-8}$ м³ = 5.132 · 10⁻³ литров. То есть, количество углекислого газа образуется того же порядка, что и метана. Изменение его концентрации в окрестности полостного пространства согласно (18) составляет $\Delta \rho CO_2 = 1.4.29 \cdot 10^{-13} =$ $= 1.4.29 \cdot 10^{-7}$ ppm. На фоне наблюдаемых содержаний в почвенном воздухе в окрестности боевых скважин $\rho CO_2 = 0.1-0.6$ %, такое изменение концентрации углекислого газа не представляет интереса.

В таблице 6 приведены расчётные данные скорости генерации углекислого газа механизмом радиолиза воды в зависимости от времени проведения взрыва при условии обводнения окрестности полости через 30 суток.

размеры зоны механического воздействия (Rd) рас-

метан и углекислый газ, получаемые в результате химических реакций продуктов радиолиза воды и

углистого вещества горных пород, не должны вли-

ять на общую естественную геохимическую обста-

новку распределения этих газов в околополостном

Таким образом, согласно данным и методике расчета, принятым в проведенном исследовании,

Таблица 5. К характеристике реакций образования углекислого газа

Реакция	$\textbf{C+2O} \rightarrow \textbf{CO}_2$	$\textbf{C} + 2\textbf{H}_2\textbf{O}_2 \rightarrow \textbf{CO}_2 + 2\textbf{H}_2\textbf{O}$	$\textbf{C} + \textbf{H}_2\textbf{O}_2 + \textbf{O} \rightarrow \textbf{CO}_2 + \textbf{H}_2\textbf{O}$
Число частиц, Nreak	4	3	2
Выход частиц, Vix	0.0067	0.75	0.0067
Доля реакции, Wreak	8.777 · 10 ⁻³	0.982	8.777 · 10 ⁻³

Таблииа 6.	Расчетные	данные о	скорости	генераиии	<i>чглекислого</i>	газа

Время, лет	5	10	15	20	25	30	35	40	45
Скорость генерации	17/2.10-12	5 061 . 10-13	3 183 10-13	2 020 10-13	1 444 - 10-13	1 080 10-13	8 578 - 10-14	6 076 . 10-14	5 811 - 10-14
метана, м ³ /сутки	1742 1012	5.901 10-10	3.103 10 18	2.039 10-10	1.444 1018	1.009 10 18	0.570 10 14	0.970 1014	5.014 10 4

тут как $E^{1/3}$.

пространстве ПЯВ.

Как видно из таблицы 6, скорость образования углекислого газа со временем уменьшается, при этом она также мала, как и в случае метана. Замечания, сделанные относительно реальных значений концентраций и количества генерируемого метана в результате реакций продуктов радиолиза с углистым веществом горных пород, остаются в силе и для углекислого газа. Теоретические зависимости выхода газов от энергии взрывов растут как E в первой степени, а их концентрация в околополостном пространстве не зависят от этого параметра, поскольку

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Создание методических основ геолого-геофизических исследований техногенно изменённых геологических сред в местах проведения подземных ядерных взрывов (окончат. по теме 04.03 Н за 2009 2011 гг.) / ДГП «Институт геофизических исследований» НЯЦ РК. Авторы : Шайторов В.Н., Ефремов М.В. Гринштейн Ю.А., Мурзадилов Т.Д. [и др.] Курчатов, 2011. 207 с. Фонды КазГосИНТИ, № ГР 0109РК00474. Инв. № 0211РК01458.
- 2. Пикаев, А. К. Первичные продукты радиолиза воды и их реакционная способность / А. К. Пикаев, Б. Г. Ершов // Успехи химии. т. XXXVI, вып. 8. С. 1427 1459.
- 3. Бяков, В. М. Основы радиационной химии / В. М. Бяков, С. В. Степанов // М., 2006. Ч. 1.
- 4. Прямое и непрямое воздействие ионизирующих излучений / [Электронный ресурс] Режим доступа: http://www.lomonosov-fund.ru/enc/ru/encyclopedia:0131793, свободный. Загл. с экрана.
- 5. Кабакчи, С. А. Радиационная химия в ядерном топливном цикле / С. А. Кабакчи, Г. П. Булгакова // [Электронный реcypc] – Режим доступа: http://www.chemnet.ru/rus/teaching/kabakchi/5.html, свободный. Загл. с экрана.

- Радиационная химия. Большая советская энциклопедия / [Электронный ресурс] Режим доступа: http://dic.academic.ru/dic.nsf/bse/125655/%D0%A0%D0%B0%D0%B4%D0%B8%D0%B0%D1%86%D0%B8%D0%BE%D0 %BD%D0%BD%D0%B0%D1%8F, свободный. Загл. с экрана.
- 7. Верещинский, И. В. Ввендение в радиационную химию / И. В. Верещинский, А. К. Пикаев // М., 1963.
- 8. Пшежецкий, С.Я. Механизм и кинетика радиационно-химических реакций / С.Я. Пшежецкий // Изд. 2, М., 1968. 368 с.
- Радиационно-химические реакции. [Электронный ресурс] Режим доступа: http://www.cnshb.ru/AKDiL/0048/base/RR/000007.shtm, свободный. Загл. с экрана.
- Радиолиз. [Электронный ресурс] Режим доступа: http://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%A0%D0%B0%D0%B4%D0%B8%D0%BE%D0%BB%D0%B8%D0%B7, свободный. Загл. с экрана.
- 11. Радиоактивный распад химических элементов. [Электронный ресурс] Режим доступа: http://bibl.tikva.ru/base/B1334/B1334Chapter3-3.php#, свободный. Загл. с экрана.
- 12. Особенности проведения ядерных взрывов в мирных целях. [Электронный pecypc] Режим доступа: http://www.google.kz/search?=ru&g, свободный. Загл. с экрана.
- 13. Таблицы физических величин. Справочник под редакцией академика И. К. Кикоина. М.: «Атомиздат». с. 936.
- 14. Яворский, Б. М. Справочник по физике / Б. М. Яворский, А.А. Детлаф. М., 1965. с. 89.
- 15. Ядерные испытания СССР. Технология ядерных испытаний СССР. Воздействие на окружающую среду. Меры по обеспечению безопасности. Ядерные полигоны и площадки // Т.2, глава 2. М., 1997.
- 16. Яблоков, А. В. Миф о безопасности и эффективности подземных ядерных взрывов / А.В. Яблоков. М., 2003. 77 с.
- Калиновский, А. К. Некоторые экологические аспекты применения подземных ядерных взрывов в мирных целях / А. К. Калиновский, В. А. Краснов, Э. М. Пазухин // Проблемы безпеки атомних электростанцій і Чорнобиля, 2010. – / Вип. 4 – с. 113.

ЯДРОЛЫҚ ҚУЫСЫН СЫЙДЫРАТЫН КӨМІРЛІ ЗАТ ЖӘНЕ ЖЕРАСТЫ СУЛАРДЫҢ РАДИОЛИЗІ ӨНІМДЕРІ АРАСЫНДА ХИМИЯЛЫҚ РЕАКЦИЯЛАР ЖОЛЫМЕН МЕТАН ЖӘНЕ КӨМІРҚЫШҚЫЛ ГАЗ ӨНДІРІЛУ МҮМКІНШІЛІГІ МӘСЕЛЕСІНЕ

Мурзадилов Т.Д.

ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Теоретикалық есептерімен, ядролық қуыстар төңірегіндегі таужыныстардың көмірлі заты және жерасты сулардың радиолизі өнімдері арасында химиялық реакциялар нәтижесінде пайда болған метан және көмірқышқыл газ сол төңіректің табиғи геохимиялық өрісіне санды әсер етпейтіні көрсетілген.

ABOUT POSSIBILITY TO GENERATE METHANE AND CARBON DIOXIDE FROM CHEMICAL REACTIONS OF RADIOLYSIS PRODUCTS AND CARBONACEOUS MATTER OF ROCKS IN THE VICINITY OF THE NUCLEAR CAVITIES

T.D. Murzadilov

Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

Theoretical calculations show that methane and carbon dioxide, received as a result of chemical reactions of ground water radiolysis products and carbonaceous matter of rocks in the vicinity of the nuclear cavities, not quantitatively affect on their natural geochemical field.

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЯПОНИИ И КАТАСТРОФИЧЕСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ ТОХОКУ 11 МАРТА 2011 Г. (МW=9.0)

²⁾Копничев Ю.Ф., ¹⁾Соколова И.Н.

¹⁾Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан ²⁾Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Представлены результаты анализа сейсмичности для диапазонов глубин 0 – 33 км и 34 - 70 км перед восемью сильными и сильнейшими землетрясениями с Mw=7.0 - 9.0 за 1989 - 2011 гг., произошедшими в районе северо-восточной Японии. Детально рассмотрены характеристики сейсмичности в очаговой зоне землетрясения Тохоку 11.03.2011 гг. (Mw=9.0). Перед всеми сильными и сильнейшими землетрясениями формировались кольцевые структуры сейсмичности в обоих диапазонах глубин. Получены корреляционные зависимости размеров колец, времени их формирования, а также пороговых значений магнитуды от энергии главных событий. После землетрясения Тохоку резко ускорилось формирование новых колец сейсмичности на северной границе очаговой зоны. Предполагается, что здесь идут процессы подготовки нового сильного землетрясения, для которого оценена возможная магнитуда.

Работами последних лет установлено [1 - 6], что в зонах субдукции перед многими сильными и сильнейшими землетрясениями формируются кольцевые структуры сейсмичности в разных диапазонах глубин. В [4] для района северо-восточной Японии выделены такие структуры по данным до 01.07.2009 г. Полученные характеристики позволили сделать прогноз мест и магнитуд следующих возможных сильных землетрясений. 11 марта 2011 г. произошло катастрофическое землетрясение Тохоку (Мw=9.0), которое вместе с вызванным им цунами привело к грандиозным разрушениям в близлежащих префектурах на о. Хонсю. В статье заново рассматриваются характеристики сейсмичности исследуемого района с использованием данных, полученных после 01.07.2009 г., в том числе форшоков и афтершоков землетрясения Тохоку. Оцениваются эффективность ранее сделанного прогноза и возможность новых сильных землетрясений в районе северо-восточной Японии в ближайшие годы.

Историческая сейсмичность

Рассматривается район северо-восточной Японии и южных Курил между 34.5° и 44.5° N, где, начиная с 1900 г., произошло 18 сильных и сильнейших землетрясений с Мw≥7.7 (таблица 1, рисунок 1).

Большинство сильных событий имело механизмы типа надвига, характерных для зон субдукции, тогда как землетрясение Санрику-оки (02.03.1933 г., Мw=8.4) было сильнейшим из сбросов, произошедших на земном шаре за последние 110 лет [8]. Следует отметить, что до 2011 г. все инструментально зарегистрированные события с Мw≥8.0 происходили к северу от 39° N. Это было одной из причин того, почему катастрофическое землетрясение Тохоку 11.03.2011 г. (Мw=9.0) явилось для японских сейсмологов полной неожиданностью [7].

Таблица 1. Сильные землетрясения в районах северовосточной Японии и южных Курил (зоны субдукции)

Дата	φ°, Ν	λ°, Ε	h,км	Mw
01.09.1923	35.4	139.08	35	7.9
09.03.1931	40.48	142.66	35	7.7
02.03.1933	39.22	144.62	35	8.4
23.05.1938	36.46	141.76	35	7.7
05.11.1938	37.01	142.04	35	7.9
05.11.1938	37.11	142.08	35	7.8
06.11.1938	37.29	142.28	35	7.7
04.03.1952	42.5	143	43	8.1
20.03.1960	39.85	143.4	35	7.8
16.05.1968	40.9	143.35	26	8.3
16.05.1968	41.6	142.79	11	7.8
11.08.1969	43.48	147.82	46	8.2
17.06.1973	43.22	145.74	44	7.8
12.06.1978	38.22	142.02	53	7.7
04.10.1994	43.83	147.33	33	8.3
28.12.1994	40.54	143.44	16	7.8
29.09.2003	41.82	143.91	13	8.3
11.03.2011	38.32	142.37	32	9.0



Рисунок 1. Эпицентры сильных землетрясений районов северо-восточной Японии и южных Курил

Методика исследований

Изучение характеристик сейсмичности района северо-восточной Японии и южных Курил проведено, как и в [4], для двух диапазонов глубин: 0 - 33 и 34 -70 км. Использованы каталоги землетрясений NEIC (National Event Information Center, Геологическая служба США). Проанализированы данные о землетрясениях, произошедших в окрестностях будущих очаговых зон, с магнитудами М≥Мп1 и М≥Мп2, где Мп1 и Мп2 – значения пороговых магнитуд соответственно для первого и второго диапазонов глубин варьировались от 3.9 до 5.9 (таблица 2). Обработаны данные о сейсмичности перед 7 сильными и сильнейшими землетрясениями с Мw=7.0-8.3, произошедшими в 1989 - 2008 гг. (таблица 2). Наиболее детально изучены характеристики сейсмичности в очаговой зоне сильнейшего землетрясения Тохоку 11.03.2011 г., где до него событий с Мw≥8.0 не было, вероятно, в течение нескольких сотен лет [7]. В выборку по каждому землетрясению из таблицы 2 включены данные, относящиеся к временному интервалу от 01.01.1964 г. до дня, предшествовавшего главному событию.

Таблица 2. Характеристики кольцевых структур, сформировавшихся перед сильными и сильнейшими землетрясениями в районах северо-восточной Японии и южных Курил

Ν	Дата	φ°, Ν	λ°, Ε	h, км	Mw	Мп1	L, км	Т1, лет	Мп2	I, км	Т2, лет
1	01.11.1989	39.92	142.79	29	7.4	4.0	100	18	4.0	95	18
2	04.10.1994	43.83	147.33	33	8.3	5.0	80	25	5.1	80	27
3	28.12.1994	40.54	143.44	16	7.8	4.4	130	23	4.4	85	21
4	25.09.2003	41.82	143.91	13	8.3	5.0	85	28	5.0	40	29
5	31.10.2003	37.81	142.62	10	7.0	4.0	30	17	4.0	40	26
6	28.11.2004	43.01	145.12	39	7.0	4.0	65	31	3.9	40	31
7	19.07.2008	37.55	142.21	22	7.0	4.0	55	34	4.0	40	35
8	11.03.2011	38.32	142.37	32	9.0	5.9	140	30	5.4	75	35
Прии	мечание: L и l - дли	на большой	оси, Т1 и Т2 -	– длительно	сть форм	ирования	мелких и гл	убоких колец, с	соответств	енно.	

Анализ данных

Афтершоковая область землетрясения Тохоку показана на рисунке 2 (события с $M \ge 5.0$ за первые 30 дней после этого события). Видно, что облако афтершоков вытянуто вдоль побережья, имеет длину около 600 км. Подавляющее большинство афтершоков приходится на океаническую область, при этом их плотность резко уменьшается к югу от ~35.5° N и к северу от ~39.7° N. Наиболее сильные афтершоки ($M \ge 6.5$) сосредоточены между 36.0° и 39.3° N. Эпицентры сильнейших событий с Mw=7.9, 7.7 и 7.1 расположены соответственно на югозападном, восточном и западном флангах очаговой зоны. Самый сильный афтершок, произошедший к северу от 39° N за первые 30 дней, был гораздо слабее (Mw=6.5).

Кольцевые структуры, образовавшиеся do 01.07.2009 г. В [4] были предварительно рассмотрены характеристики кольцевых структур, сформировавшихся перед 7 сильными землетрясениями с Mw=7.0 - 8.3 в рассматриваемом районе (таблица 2). Перед всеми 7 событиями, как и в других зонах субдукции [1 - 3, 5], проявились кольцевые структуры сейсмичности эллиптической формы. При этом эпицентры главных событий находились вблизи соответствующих областей пересечения или касания "мелких" (h=0 - 33) и "глубоких" (h=34 - 70 км) колец сейсмичности. Были проанализированы характеристики сейсмичности в области сейсмической бреши, соответствовавшей очаговой зоне землетрясения 11.03.2011 г.



Эпицентры событий с магнитудой: 1 – (5.0 - 5.9); 2 – (6.0 - 6.9); 3 – ≥7.0; 4 – эпицентр землетрясения Тохоку. Залитый значок – глубина 0 - 33 км, не залитый – 34 - 70 км

Рисунок 2. Афтершоки землетрясения Тохоку 11.03.2011 г.

На рисунке 3 приведены данные о сейсмичности центральной части очаговой зоны землетрясения Тохоку, района между 37.5° и 39° N, за период 01.01.1973 - 01.07.2009 гг. Здесь за 20 месяцев до

этого события сформировались кольцевые структуры – мелкая (Мп1=5.0, L~95 км) и глубокая (Мп2=5.0, l~100 км). При этом эпицентр сильного форшока 09.03.2011 г. (Мw=7.3) находился вблизи области пересечения мелкого и глубокого колец, а эпицентр главного события располагался на границе глубокого кольца, на расстоянии около 45 км от этой области.

Кольцевые структуры, сформировавшиеся до 11.03.2011 г. На рисунке 4 показана характеристика сейсмичности за период 01.01.1973 - 10.03.2011 гг. в районе между 39° и 41° N, т.е. в северной части очаговой зоны землетрясения Тохоку. Здесь образова-

лись кольцевые структуры: мелкая (Мп1=5.3, L~130 км), вытянутая в направлении на восток-северовосток, и относительно большая глубокая (Мп2=5.3, l~140 км), ориентированная в северо-западном направлении. Кольца пересекаются вблизи параллели 40° N, в области наибольшей плотности гипоцентров событий с глубинами от 34 до 70 км. При этом кольцевые структуры остались такими же, как и сформировавшиеся до 01.07.2009 г. [4]. Вместе с тем в период между 01.07.2009 и 10.03.2011 гг. характеристики кольцевой сейсмичности существенно изменились в области, ограниченной координатами 37° и 39° N.



Рисунок 3. Кольцевая сейсмичность в районе между 37.5° и 39° N (по данным до 01.07.2009 г.)



Рисунок 4. Кольцевая сейсмичность в районе между 39° и 41° N (по данным до 10.03.2011 г.)



Рисунок 5. Кольцевая сейсмичность в районе между 37° и 39° N (по данным до 10.03.2011 г.)

Из рисунка 5 следует, что перед землетрясением 11.03.2011 г. образовались кольцевые структуры со значительно более высокими пороговыми величинами магнитуд: мелкая (Мп1=5.9, L~140 км), ориентированная в северо-восточном направлении, и глубокая (Мп2=5.4, L~75 км), вытянутая вдоль меридиана. Наибольшие магнитуды Мw событий в областях этих составляли соответственно 7.0 структур (19.07.2008 г.) и 7.7 (12.06.1078 г.). Кроме того, на расстоянии ~20 км к северо-востоку от мелкого кольца находился эпицентр сильнейшего форшока землетрясения Тохоку (09.03.2011 г., Мw=7.3). Важно отметить, что эпицентр землетрясения Тохоку также попал в область пересечения колец сейсмичности.

На рисунке 6 представлена зависимость магнитуды землетрясений от времени в районе мелкого кольца (рисунок 5а). График имеет близкую к U-образной форму и показывает, что наибольшая скорость сейсмотектонической деформации (СТД) наблюдалась в начале и в конце исследуемого интервала времени (1981 - 1987 и 2003 - 2011 гг., соответственно).

На рисунке 7 приведены характеристики сейсмичности в районе между 36° и 37.5° N. В рассматриваемый период времени (до 10.03.2011 г.) здесь также проявились кольцевые структуры: мелкая (Мп1=5.0, L~95 км), ориентированная субширотно, и глубокая (Мп2=5.0, l~95 км), вытянутая в северовосточном направлении. Кольца сейсмичности пересекаются в области между 141.5° и 142.1° Е.

На рисунке 8 представлены данные о сейсмичности в районе между 34.5 и 36.5° N, т.е. на южной границе землетрясения Тохоку и к югу от нее. В период с 01.01.1973 по 01.07.2009 гг. здесь проявились кольцевые структуры: мелкая (Мп1=5.2, L~130 км), ориентированная субмеридионально, И глубокая (Мп2=5.2, 1~70 км), расположенная севернее и вытянутая в направлении на запад-северо-запад. Кольца касаются друг друга в области ~35.9° N. При этом, в районе между 34.5° и 36.5° N не было сильных землетрясений (Мw≥7.5) с 1938 по 2010 гг. Существенно, что эпицентр сильнейшего афтершока землетрясения Тохоку 11.03.2011 г. (Мw=7.9, h=48 км) находится вблизи северной границы глубокого кольца. Сопоставление полученных данных с данными, приведенными в [4], показывает, что кольцевые структуры, показанные на рисунках 7 и 8, не изменились за период 01.07.2009 - 10.03.2011 гг.



Рисунок 6. Зависимость магнитуд землетрясений от времени в районе мелкого кольца сейсмичности (рисунок 5а)



Рисунок 7. Кольцевая сейсмичность в районе между 36° и 37.5° N (по данным до 10.03.2011





Звездочка – эпицентр афтершока землетрясения Тохоку (Mw=7.9). Остальные обозначения – на рисунке 3 **б** – 34 - 70 км

Рисунок 8. Кольцевая сейсмичность в районе между 34.5° и 36.5° N (по данным до 10.03.2011 г.)

Таким образом, характеристики кольцевых структур примерно за 20 месяцев до будущего землетрясения Тохоку претерпели существенные изменения только в близких окрестностях его эпицентра.

Кольцевые структуры, образовавшиеся после 11.03.2011 г. На рисунке 9 приведена характеристи-

ка сейсмичности за период 01.01.1973 - 01.07.2011 г., включающей афтершоки землетрясения Тохоку, для района, который ограничен координатами 39 - 41° N и 141.5 - 143.5° Е.



Рисунок 9. Кольцевая сейсмичность в районе между 39° и 41° N (по данным до 01.07.2011 г.)

Из сопоставления рисунков 4 и 9 следует, что через 3.5 месяца после главного события четко проявились новые кольцевые структуры с достаточно высокими пороговыми величинами магнитуды. Мелкое кольцо (Мп1=5.7, L~ 110 км) вытянуто в направлении на северо-северо-запад, а глубокое (Мп2=5.4, l~110 км) – на северо-северо-восток. Наибольшие магнитуды событий в районе мелкого кольца составляют 7.4 (01.11.1989 г.) и 7.0 (06.01.1995 г.). Текущие величины Т1 и Т2 для рассматриваемых колец в 2011 г. равнялись 22 и 31 годам, соответственно. Кольца пересекаются на северной границе афтершоковой зоны землетрясения Тохоку, между 39.6° и 40.2° N. К северной области пересечения колец приурочен эпицентр наиболее сильного афтершока землетрясения Тохоку, произошедшего к северу от 39° N в течение 3.5 месяцев после него (22.06.2011 г., h=5 км, Mw=6.7). Для этого события наблюдался явный дефицит собственных афтершоков (их наибольшая магнитуда составляла 4.7). На рисунке 10 показана зависимость магнитуды землетрясений от времени в районе мелкого кольца (рисунок 9а). В данном случае снова наблюдается близкая к U-образной форма графика наибольшие скорости СТД имели место в начале (1989 - 1995 гг.) и в конце (2009 - 2011 гг.) изучаемого интервала времени.

Зависимости параметров кольцевых структур от магнитуды. На рисунке 11 приведены зависимости lgL(Mw) и lgl(Mw), построенные по данным для 8 землетрясений с Mw=7.0 - 9.0, которые произошли в 1989 - 2011 гг. в районе северо-восточной Японии и южных Курил (таблица 2).

Из рисунка 11а видно, что наблюдается увеличение размеров мелких колец с ростом магнитуды, уравнение линейной регрессии имеет вид:

где r- коэффициент корреляции.

Аналогичная зависимость для глубоких колец сейсмичности (рисунок 11б) имеет вид:



Рисунок 10. Зависимость магнитуды землетрясений от времени в районе мелкого кольца (рисунок 9а)

Использование новых данных о землетрясении Тохоку позволило существенно повысить значения коэффициента корреляцииг по сравнению с оценкой, приведенной в [4] (где г=0.58 и г=0.13 для мелких и глубоких колец сейсмичности, соответственно). Из полученных зависимостей следует, что в диапазоне Mw=7.0 - 9.0 наблюдается слабый рост параметра L с увеличением магнитуды. Судя по полученным данным, зависимость величины 1 от Mw практически отсутствует. При этом для района северовосточной Японии и южных Курил величины L и l в диапазоне Mw=8.3 - 9.0 очень малы по сравнению с районом Суматры [3].

На рисунке 12 показана зависимость параметров Мп1 и Мп2 от Мw.



1 – индивидуальные значения; 2, 3 – корреляционные зависимости для северо-восточной Японии и Суматры, соответственно ${\bf a}-0$ - 33 км ${\bf 6}-34$ - 70 км

Рисунок 11. Зависимости размеров колец сейсмичности от Мw



Рисунок 12. Зависимости пороговых значений магнитуды от Мw (обозначения – на рисунке 11)

Из графиков следует, что пороговые значения магнитуд растут с увеличением энергии главного события, при этом корреляционные зависимости описываются следующими формулами:

 $M\pi 1=0.91 \text{ Mw} - 2.46, r=0.97,$ (3)

$$M\pi 2=0.78 \text{ Mw} -1.54, r=0.98.$$
 (4)

При малых Мw величины Мп1 и Мп2 значительно ниже, чем для района Суматры [3], однако они растут с увеличением магнитуды гораздо быстрее (особенно параметр Мп1).

Зависимости времени формирования кольцевых структур от магнитуды показаны на рисунке 13.





Из рисунка 13 следует, что для трех событий с Мw=7.0 имеет место довольно большой разброс данных (T1=17 - 34, T2=26 - 35 лет). В то же время в диапазоне Mw=7.4 - 9.0 наблюдается закономерный рост величин T1 и T2 с магнитудой (от 18 до 30 - 35 лет). Корреляционная зависимость по объединенным величинам T1 и T2 выражается формулой

$$T(\pi e_{T})=9.18 \text{ Mw} - 49.51, r=0.95$$
 (5)

Оценки магнитуд возможных землетрясений в районе северо-восточной Японии. В [4] по данным о сейсмичности, полученным до 01.07.2009 г., была сделана оценка магнитуд возможных сильных землетрясений в районе северо-восточной Японии. При этом были использованы только зависимости, аналогичные формулам (3) и (4), поскольку из-за большого разброса данных прогноз линейных размеров кольцевых структур (по аналогам формул (1) и (2)) представлялся нецелесообразным. В таблице 3 приведены величины Мw, которые соответствовали пороговым значениям магнитуд по состоянию на 01.07.2009 г. Как видно из таблицы 3, прогнозные значения Мw для таких событий варьировались от 8.4±0.1 (внутри очаговой зоны землетрясения Тохоку) до 8.8±0.2 и 8.5±0.2 (на ее северной и южной границах, соответственно). Использование дополнительных данных, полученных за период 01.07.2009 – 10.03.2011 гг., позволяет с помощью формул (3) и (4) существенно уточнить оценку магнитуды события, соответствующего кольцевым структурам, которые проявились непосредственно перед землетрясением Тохоку: Мw=9.1±0.4.

Резкое ускорение процессов формирования новых кольцевых структур в северной части очаговой зоны дает возможность по формулам (1), (3) и (4) уточнить также оценку энергии сильного события, которое может произойти к северу от 40° N: $Mw=8.8\pm0.2$. Следует отметить, что она совпадает с оценкой, соответствующей данным, полученным до 01.07.2009 г. В то же время использование формулы (5) дает гораздо более низкую прогнозную величину $Mw (8.3\pm0.5)$.

Таблица 3. Прогнозные значения Мw в зоне сейсмической бреши, существовавшей до 11.03.2011 [4]

φ°, Ν	λ°, Ε	Mw	Мп1	L, км	Мп2	I, км
39-41	141-144	8.8±0.1	5.3	130	5.3	140
37.5-39.0	142-144	8.4±0.1	5.0	95	5.0	100
36.0-37.5	141-143	8.4±0.1	5.0	95	5.0	85
34.5-36.5	140.5-142.5	8.5±0.2	5.2	130	5.0	70

Обсуждение

Данные, приведенные ранее [4] и в настоящей статье, свидетельствуют о том, что в районе северовосточной Японии перед сильными и сильнейшими землетрясениями с гипоцентрами на глубинах 10 -39 км формируются, как и в других зонах субдукции, кольцевые структуры сейсмичности в двух диапазонах глубин [1 - 3, 5]. Существенно, что эпицентры сильных событий здесь располагались также вблизи областей пересечения или наибольшего сближения колец сейсмичности, как это установлено в других районах земного шара. В [1 - 6] отмечено, что появление кольцевых структур, скорее всего, связано с миграцией мантийных флюидов, играющих важную роль в процессах подготовки сильных землетрясений. Полученные в [9] результаты позволяют считать, что мелкие кольцевые структуры оконтуривают сравнительно жесткие блоки, на границах которых стимулируется постепенный подъем глубинных флюидов. Возможно, что аналогичный процесс происходит и на границах глубоких колец-(в [10, 11] сделан вывод, что подъем флюидов в зонах субдукции происходит в основном в результате землетрясений). В областях пересечения или касания мелких и глубоких колец постепенно достигается максимальная толщина двухфазного слоя с присутствием заметной доли флюидов. Если флюиды формируют связную сеть, то на кровле этого слоя будет иметь место концентрация напряжений, которые могут превысить предел прочности горных пород, инициируя подвижку при сильном землетрясении [12, 13]. Косвенным подтверждением такой трактовки природы колец может служить слабая зависимость времени их формирования от магнитуды (есть основания предполагать, что это связано с практическим постоянством средней скорости подъема флюидов [10]). Из рисунка 13 следует, что в диапазоне Mw=7.4 - 9.0 наблюдается медленный рост величин Т1 и Т2 с магнитудой при высокой коэффициенте корреляции. В то же время, при Mw=7.0 имеет место большой разброс значений этих параметров. Скорее всего, это связано с меньшей надежностью оценок величин Т1 и Т2 для сравнительно слабых землетрясений, которым соответствуют низкие величины Мп1 и Мп2 (для событий с М~4 заметно уменьшается точность определения координат и глубин гипоцентров).

Зависимости размеров колец и пороговых значений магнитуд от энергии главных событий в рассматриваемом районе резко отличаются от зависимостей, полученных в других зонах субдукции [3, 5]. Из рисунка 9 следует, что размеры мелких колец растут с ростом Мw в исследуемом районе гораздо слабее, чем, например, для района Суматры [3]. Судя по имеющимся данным, величины 1 в районе северо-восточной Японии в диапазоне Mw=7.0 - 9.0 практически не зависят от магнитуды. В то же время величины Mn1 и Mn2 растут с ростом Mw здесь значительно быстрее, чем в районе Суматры. Причины этих эффектов пока остаются неясными. Можно предположить, что они связаны, в частности, с вариациями содержания флюидов в земной коре и верхах мантии различных зон субдукции.

По данным, полученным до 01.07.2009 г., выделены четыре пары относительно крупных кольцевых структур к югу от 41° N, в том числе две в очаговой зоне будущего сильнейшего землетрясения Тохоку [4, 6]. Предполагалось, что эти структуры связаны с подготовкой сильных землетрясений, при этом непосредственно в очаговой зоне прогнозировались два события с Mw=8.4±0.1. Анализ новых данных, полученных до 11.03.2011 г., показал, что характеристики поля сейсмичности существенно изменились, и в северной части будущей очаговой зоны четко проявились кольцевые структуры со значительно более высокими величинами Мп1 и Мп2. Использование этих данных позволило существенно уточнить прогноз магнитуды и положения эпицентра сильнейшего землетрясения.

Таким образом, вместо двух ожидавшихся событий, произошло одно событие, значительно более сильное. Такой ход явлений не противоречит общим закономерностям пространственно-временной самоорганизации геологических систем. Как известно, в самоорганизующихся системах, к которым относится и Земля в целом, существует иерархия переменных, связанная с различием их масштабов [14]. Стоящие на верхних ступенях иерархии наиболее крупные переменные определяют в целом состояние системы, а переменные более низких рангов приспосабливаются к ним. Можно полагать, что в исследуемом случае, формирование до 01.07.2009 г. двух пар относительно больших кольцевых структур, обеспечивавших подъем флюидов, облегчило подготовку крупнейшего землетрясения (хотя бы потому, что благодаря образованию северной пары колец произошел сильный форшок с Mw=7.3).

Из рисунка 7 следует, что после землетрясения Тохоку на северной границе очаговой зоны резко ускорилось формирование новой пары кольцевых структур с достаточно высокими величинами Мп1 и Мп2. Столь сильные изменения структуры колец сейсмичности происходят, как правило, в течение нескольких лет или даже десятилетия [5, 9]. Это может свидетельствовать о подготовке нового сильного события к северу от 40° N. Полученные по формулам (1), (3) и (4) оценки магнитуды этого события, скорее всего, завышены, поскольку после землетрясения Тохоку резко изменилось поле напряжений в ближайших окрестностях его очага, и возможное сильное событие со сравнительно небольшим запаздыванием уже не будет независимым, как другие, данные для которых приведены на рисунках 9, 10. Не исключено, что ситуация здесь аналогична району Суматры, где всего через три месяца Суматра-Андаманского после землетрясения 26.12.2004 г. (Мw=9.0) произошло сильное событие с Mw=8.6 к югу от его очаговой зоны [3].

Из рисунка 6 следует, что скорость СТД в районе мелкого кольца резко выросла начиная с 2003 г., в интервале Тр1=8 лет перед землетрясением Тохоку. Аналогичные результаты были получены ранее для кольцевых структур в очаговых зонах Куньлуньского землетрясения 14.11.2001 г. (Мw=7.8 [9]), Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004 г. (Mw=9.0 [9]) и землетрясения Мауле 27.02.2010 г. (Mw=8.8) в районе Чили [5] (величины Тр1 для них равнялись 4, 9 и 7 годам, соответственно). Приведенные данные свидетельствуют о том, что параметры Т1 и Т2, а также Тр1 могут быть использованы для целей среднесрочного прогноза времени сильных землетрясений в зонах субдукции. Вместе с тем, в связи с неравномерностью процессов формирования кольцевых структур, связанной с особенностями самоорганизации геологических систем, необходимо проводить постоянный мониторинг сейсмичности в интересующих районах.

Литература

- 1. Копничев, Ю.Ф. Кольцевая сейсмичность в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН. 2009. – Т. 425. № 4. – С. 539 - 542.
- 2. Копничев, Ю.Ф. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в районе Суматры / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН, 2009. – Т. 429, № 1. – С. 106 - 109.
- 3. Копничев, Ю.Ф. Кольцевая сейсмичность в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в районе Суматры / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2009. – Вып. 3. – С. 67 - 75.
- 4. Копничев, Ю.Ф. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин в районе северо-восточной Японии / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2009. Вып. 3. С. 88 97.
- 5. Копничев, Ю.Ф. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин в регионе Южной Америки / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2010. Вып. 1. С.100 110.
- 6. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности и землетрясение 11.03.2011 г. (Мw=9.0) в районе северо-восточной Японии / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН, 2011. – Т. 440, № 2.
- Showstack, R. Concerns over modeling and warning capabilities in wake of Tohoku earthquake and tsunami// EOS, transactions, AGU, 2011. – V.82, N 17. – P. 143 - 144.
- Engdahl, E. Global seismicity: 1990-1999. In: Earthquake & engineering seismology. Part A. / E. Engdahl, A.Villasenor // Academic Press. An imprint of Elsevier Science, 2002. P. 665 690.

- Копничев, Ю.Ф. О корреляции характеристик сейсмичности и поля поглощения S-волн в районах кольцевых структур, формирующихся перед сильными землетрясениями / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова //Вулканология и сейсмология, 2010. - № 6. - С. 34 - 51.
- Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации поля поглощения поперечных волн в сейсмически активных и слабосейсмичных районах / Ю.Ф. Копничев, Гордиенко Д.Д., И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология, 2009. – № 1. – С. 49 - 64.
- 11. Husen, S. Postseismic fluid flow after the large subduction earthquake of Antofagasta, Chile / S. Husen, E. Kissling // Geology, 2001. V. 29, N 9. P. 847 850.
- 12. Каракин, А.В. Гидродинамика и структура двухфазной астеносферы / А.В. Каракин, Л.И. Лобковский // ДАН СССР, 1982. Т. 268, № 2. С. 324 329.
- 13. Gold, T. Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquakes / T.Gold, S.Soter // Pure Appl. Geophys, 1984/1985. V. 122. P. 492 530.
- 14. Летников, Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 229 с.

СОЛТҮСТІК ЖАПОНИЯ АУДАНЫДА СЕЙСМИКАЛЫЛЫҚТЫҢ САҚИНАЛЫ ҚҰРЫЛЫМДАРЫ ЖӘНЕ 2011 Ж. 11 НАУРЫЗДАҒЫ ТОХОКУ АЛАПАТТЫ ЖЕРСІЛКІНУІ (Mw=9.0)

²⁾Копничев Ю.Ф., ¹⁾Соколова И.Н.

¹⁾ҚР ҰЯО геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан ²⁾РҒА О.Ю. Шмидт атындағы Жер физикасы институты, Мәскеу, Ресей

Солтүстік Жапония ауданында 1989-2011 ж.ж. болған Мw = 7.0 - 9.0 сегіз қатты және өте қатты жерсілкінулері алдында 0 – 33 км. және 34 - 70 км. терендіктер ауқымдарына сейсмикалылығын талдау нәтижелері келтірілген. 2011 ж. 03.11-індегі Тохоку жерсілкінуідің (Мw=9.0) ошақ зонасындағы сейсмикалылықтың сипаттамалары түбегейлі қаралған. Барлық қатты және өте қатты жерсілкінулері алдында терендіктің екі ауқымындада сақиналы құрылымдары қалыптасырылған. Сақиналар мөлшерлерінің, олар қалыптастырылу уақытының, сондай-ақ басты оқиғалардың қуатынан магитудалардың табалдырық мәндерінің корреляциялық байланысы алынған. Тохоку жерсілкінуінен кейін ошақ зонаның солтүстік шеқарасында сейсмикалылықтың жаңа сақиналары қалыптастырылуы шұғыл тезделген. Бұл жерде жаңа қатты жерсілкінуі дайындалу процесстері жүру болжамда, ол үшін ықтимал амплитудасы бағаланған.

RING-SHAPED SEISMICITY STRUCTURES IN THE REGION OF NORTH-EASTERN JAPAN AND CATASTROPHIC TOHOKU EARTHQUAKE OF MARCH 11, 2011 (Mw=9.0).

²⁾Yu.F. Kopnichev, ¹⁾I.N. Sokolova

¹⁾Institute of the Earth Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ²⁾Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

Analysis of seismicity data for two depth ranges: 0 - 33 and 34-70 km, before eight large and great earthquakes (Mw=7.0 - 9.0) for the period from 1989 to 2011 occurred in north-eastern Japan region have been produced. The seismicity characteristics in a focal area of the Tohoku earthquake of March 11, 2011 (Mw=9.0) have been considered in the paper. Before all large and great earthquakes ring-shaped structures of seismicity formed in both depth ranges. The correlation dependence of ring dimensions, their formation time as well as magnitude threshold values from energy of main events were obtained. Formation of new rings speed up at the northen border of focal zone after the Tohoku earthquake. It is supposed that a new large earthquake is preparing in this area. Possible magnitude of such event was estimated.

НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ ВОСТОЧНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

²⁾Копничев Ю.Ф., ¹⁾Соколова И.Н.

¹⁾Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан ²⁾Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Приведены результаты картирования поля поглощения S-волн в литосфере Восточного Тянь-Шаня с использованием метода, основанного на анализе отношения амплитуд волн Sn и Pn. Обработаны записи землетрясений на расстояниях ~350 - 1200 км от станции Маканчи (MKAR). Выделены зоны высокого поглощения Sволн, которые не связаны с сильными землетрясениями (M≥7.0), произошедшими за последние 200 лет. В двух таких зонах - к западу от г. Урумчи и в районе полигона Лобнор, - сформировались кольцевые структуры сейсмичности, аналогично району Центрального Тянь-Шаня. Предполагается, что эти зоны связаны с подготовкой сильных землетрясений.

Ранее было показано [1 - 4], что с очаговыми зонами сильных землетрясений в разных районах земного шара связаны аномалии высокого поглощения короткопериодных поперечных волн в нижней коре и верхах мантии. Это позволило использовать картирование поля поглощения для обнаружения очаговых зон готовящихся сильных землетрясений. Для повышения надежности выделения таких зон целесообразно проведение анализа сейсмичности – установлено, что в областях подготовки сильных событий обычно формируются кольцевые структуры, образованные эпицентрами более слабых землетрясений [5, 6]. В статье приводятся результаты изучения с этой целью характеристик поля поглощения поперечных волн и сейсмичности в районе Восточного Тянь-Шаня. Здесь расположены крупный город Урумчи столица СУАР КНР с населением около 2.5 млн. чел., а также испытательный ядерный полигон Лобнор. Изучение характеристик поля поглощения сейсмических волн необходимо для распознавания подземных ядерных взрывов (ПЯВ) и землетрясений [7], а также для анализа геодинамических процессов в районе полигона [8]. Сильные землетрясений в этом районе могут представлять опасность и для территории юговосточного Казахстана.

Историческая сейсмичность

Начиная с 1812 г. в районе Восточного Тянь-Шаня (к востоку от 82°Е) произошло 4 землетрясения с М≥7.0 (таблица 1, рисунок 1).

Из таблицы 1 и рисунка 1 следует, что последнее достаточно сильное землетрясение в районе Восточного Тянь-Шаня произошло в 1949 г. Затем, в течение более 60 лет, здесь не было землетрясений с М≥7.0 и, по крайней мере, с 1964 г. - землетрясений

с М≥6.0. Однако в период с 1969 г. по 1996 г. на полигоне Лобнор (рисунок 1) было произведено 22 подземных ядерных взрыва (ПЯВ) с mb=4.5 - 6.5 [9]. При этом после 1975 г. ПЯВ производились на двух площадках: на северо-западной – более слабые в штольнях (mb=4.5-5.0) и на юго-восточной – наиболее мощные в скважинах (рисунок 2).



 3 – эпицентр сильного землетрясения с М≥7.0 (согласно табл.1, дополнительно - эпицентр Монголо-Алтайского землетрясения 1931 г. с Мw=7.9).



Таблица 1. Сильные землетрясения в районе Восточного Тянь-Шаня

			_	-			
Дата	°с.ш.	° в.д.	м	Дата	° с.ш.	° в.д.	м
08.03.1812	43.70	83.00	7.5	04.08.1914	43.50	91.50	7.2
22.12.1906	43.50	85.00	7.2	23.02.1949	41.00	83.50	7.3





МЕТОДИКА И ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ

Использована методика, основанная на анализе отношений максимальных амплитуд в волнах Sn и Pn - параметра lg(ASn/APn), который для краткости обозначен как Sn/Pn. Ранее было установлено, что группа Sn формируется поперечными волнами, отраженными от многочисленных субгоризонтальных границ в верхней мантии [10]. Анализ записей S-коды близких землетрясений показал [11], что в районе Тянь-Шаня наиболее сильное поглощение короткопериодных S-волн наблюдается, как правило, в нижней коре и верхах мантии в диапазоне глубин ~ 30 - 70 км (средняя мощность коры в районе Тянь-Шаня ~50 км). Установлено, что для источников, расположенных на нулевой глубине, снос лучей в этом слое для группы волн Sn составляет ~ 30 -



Рисунок 3. Примеры сейсмограмм землетрясений из района Восточного Тянь-Шаня. Станция MKAR, канал 1.25 Гц

100 км. В этом случае основное поглощение S-волн приходится на самые верхи мантии. Параметр Sn/Pn использован для нормировки, поскольку волны Sn и Рп распространяются по близким трассам. Поглощение существенно зависит от частоты, поэтому при анализе записей применялась узкополосная фильтрация (использовался фильтр с центральной частотой 1.25 Ги и полосой пропускания 2/3 октавы [12]). Картирование поля поглощения в исследуемом районе проведено по записям местных землетрясений, зарегистрированных станцией PS23-Маканчи (MKAR) на эпицентральных расстояниях ~ 350 - 1200 км в основном в 2003-2009 гг. (рисунок 1). В общей сложности обработано около 120 записей землетрясений из района, ограниченного координатами 39° - 45° N и 82° - 93° Е.

Анализ данных

На рисунке 3 приведены примеры сейсмограмм землетрясений из района Восточного Тянь-Шаня, полученных на близких эпицентральных расстояниях.

Видно, что для эпицентра события, расположенного к северо-западу от ядерного полигона Лобнор, амплитуды волн Pn и Sn практически одинаковы. В то же время для эпицентра землетрясения вблизи северной границы Восточного Тянь-Шаня амплитуда волн Sn гораздо больше, чем для группы Pn. Следует отметить также, что на обеих записях доминирует короткопериодная группа Lg (в отличие от сейсмограмм многих событий из района Центрального Тянь-Шаня [13]).

Характеристики поля поглощения поперечных волн в литосфере. На рисунке 4 приведена зависимость параметра Sn/Pn от эпицентрального расстояния для рассматриваемого района [13]. В диапазоне расстояний ~ 350 - 1200 км линия регрессии описывается выражением:

Sn/Pn ~
$$1.31 - 0.0011\Delta$$
(κм) (1)



индивидуальные значения; 2 – корреляционная зависимость;
 аналогичная зависимость для Центрального Тянь-Шаня [13]

Рисунок 4. Зависимость параметра Sn/Pn от расстояния

В целом полученная линия регрессии расположена выше, но наклон ее несколько больше, чем для Центрального Тянь-Шаня. На рисунке 5 приведена карта Восточного Тянь-Шаня с данными о параметрах поглощения. Весь диапазон изменения величины Sn/Pn (отклонений от зависимости (1)) разбит на три градации, соответствующие пониженному (Sn/Pn>0.12), промежуточному (0.12≥Sn/Pn≥-0.12) и повышенному (Sn/Pn<-0.12) значениям поглощения.



 1 – сейсмическая станция. Поглощение: 2 – повышенное;
 3 – промежуточное;
 4 – пониженное;
 5 – площадки полигона Лобнор;
 6 - эпицентр сильного землетрясения

Рисунок 5. Поле поглощения поперечных волн в литосфере Восточного Тянь-Шаня



Эпицентры землетрясений: 1 – mb=4.0 - 4.9; 2 – mb≥5.0. 3 – кольцевая структура

Из рисунка 5 следует, что район Тарима (по небольшому числу данных) характеризуется промежуточным и пониженным поглощением. Подавляющее большинство низких значений Sn/Pn сконцентрировано между 85.5° и 89° Е. Районы Восточного Тянь-Шаня и южного окончания Джунгарской впадины характеризуются сильным поглощением. Яркая зона высокого поглошения нахолится в районе полигона Лобнор и к северо-западу от него. Еще одна зона повышенного и отчасти промежуточного поглощения расположена между 43.5° и 44.5° N (к северу от г. Урумчи). В целом зоны высокого поглощения формируют три узкие полосы - одну запад-северозападного и две восток-северо-восточного простирания. Наибольший контраст поглощения наблюдается к западу от г. Урумчи – средние величины Sn/Pn варыруются здесь от 0.26 до 0.93. Большинство высоких значений Sn/Pn сосредоточено в полосе, простирающейся в восток-северо-восточном направлении и разделяющей две полосы сильного поглощения. Интересно, что очаг землетрясения 22.12.1906 г. (Mw=7.2) находится в области пересечения западсеверо-западной и продолжения одной из востоксеверо-восточной полос сильного поглощения. В то же время в близких окрестностях этого очага наблюдается пониженное и промежуточное поглощение.

Кольцевые структуры сейсмичности. Рассмотрены характеристики сейсмичности в двух областях с наибольшим поглощением – на границе Джунгарской впадины и к северо-западу от полигона Лобнор. На рисунке 6 показаны эпицентры землетрясений с mb≥4.0 для территории между 43.5° и 44.5° N, 85.5° и 87.5° Е за период 01.01.1973 - 01.10.2010 гг. (с глубинами гипоцентров менее 45 км).



Рисунок 7. Зависимость магнитуд землетрясений в районе кольцевой структуры от времени

Рисунок 6. Кольцевая структура сейсмичности на северной границе Восточного Тянь-Шаня

Можно видеть, что эпицентры формируют кольцевую структуру с размером большой оси ~80 км, вытянутую в субширотном направлении. На рисунке 7 показано распределение магнитуд событий в районе кольца сейсмичности во времени. Все землетрясения (mb=4.0-5.0) произошли здесь начиная с 1979 г., при этом наблюдается значительное увеличение скорости сейсмотектонической деформации (СТД) с 2003 г. и, особенно, в 2010 г.

Рисунок 8 иллюстрирует характеристики сейсмичности в области, ограниченной координатами 41 - 43° N, 87 - 89° Е, в которой находится полигон Лобнор. Отобраны землетрясения с mb≥4.1 и глубинами гипоцентров менее 40 км за тот же период времени. В центре рассматриваемой области сформировалась



Эпицентры землетрясений: 1 – mb=4.1 - 4.9, 2 - mb≥5.0. 3 – кольцевая структура. Площадки полигона Лобнор: 4 – штольни, 5 – скважины

Рисунок 8. Кольцевая структура сейсмичности к северо-западу от полигона Лобнор

Обсуждение

Повышенное поглощение S-волн может быть обусловлено присутствием частично расплавленного материала или флюидов. Однако отсутствие молодых магматических пород в этом районе говорит о том, что области относительно высокого поглощения не связаны с плавлением пород земной коры и верхов мантии. Полученные данные свидетельствуют о том, что в целом поглощение короткопериодных S-волн в литосфере Восточного Тянь-Шаня значительно слабее, чем в районе Центрального Тянь-Шаня. Это свидетельствует об уменьшении содержания флюидов в земной коре и верхах мантии к востоку от 82° Е. Пониженное содержание флюидов в литосфере обусловливает большую ее вязкость, что должно приводить к меньшей скорокольцевая структура с длиной большой оси ~90 км, вытянутая в субмеридиональном направлении.

Из рисунка 9 следует, что основная доля событий (mb=4.1-6.0) произошла в 1999 - 2009 гг., при этом наблюдается снижение средней частоты СТД в последние десять лет. Следует отметить, что эпицентры шести лобнорских ПЯВ, произведенных в штольнях в 1976 - 1996 гг. (mb=4.5-5.0), попадают на границу кольцевой структуры. Кроме этих событий, за изученный промежуток времени в районе кольцевой структуры произошло только два землетрясения с mb>4.0 (22.04.1983 г., mb=5.0 и 02.08.1995 г., mb=4.1). В то же время эпицентры наиболее сильных взрывов, проведенных в скважинах, расположены к востоку от кольца сейсмичности, на расстоянии ~20 - 30 км от его юго-восточной окраины.



Рисунок 9. Зависимость магнитуды землетрясений и ПЯВ от времени в районе кольцевой структуры на рисунке 8

сти деформации. Этот вывод хорошо согласуется с данными GPS, которые показывают, что скорость деформации земной коры Восточного Тянь-Шаня в несколько раз ниже, чем в районе Центрального Тянь-Шаня [14].

Относительно низкое содержание флюидов позволяет объяснить и существенно более слабую сейсмичность территории Восточного Тянь-Шаня по сравнению с Центральным Тянь-Шанем, где, начиная с 1887 г., произошло 11 землетрясений с М=7.0 - 8.3 [15]. В последние 10 - 15 лет получено много данных, свидетельствующих о важной роли глубинных флюидов в процессах подготовки сильных коровых землетрясений [1 - 4, 6, 16]. Есть основания полагать, что для генерации сильных событий необходимо достижение определенного содержания свободных флюидов в нижней части земной коры. Связная сеть флюидов обеспечивает концентрацию напряжений на кровле двухфазного слоя [17], облегчая инициирование подвижки в очаге готовящегося землетрясения. Пониженное среднее содержание флюидов в литосфере существенно увеличивает время, необходимое для достижения критического уровня содержания флюидов в нижней коре и, следовательно, в целом резко снижает уровень сейсмической активности. Пониженное поглощение S-волн в близких окрестностях очага землетрясения 1906 г. согласуется с полученными ранее данными, свидетельствующими о постепенном подъеме флюидов из верхов мантии в течение нескольких десятков лет после сильных сейсмических событий [1, 2, 16].

Особый интерес представляют протяженные зоны высокого поглощения, в районах которых по инструментальным и историческим данным сильные землетрясения не известны. Одна из таких зон находится на границе Джунгарской впадины, вторая – в районе полигона Лобнор и к северо-западу от него. Вывод о повышенном поглощении S-волн в верхах мантии в районе полигона согласуется с данными, полученными ранее путем анализа записей станции Каратау - ККАR [8]. Существенно, что к обеим зонам приурочены крупные кольцевые структуры сейсмичности. Полученные ранее данные [6] свидетельствуют о том, что неглубокие кольца сейсмичности оконтуривают относительно жесткие блоки литосферы, на границах которых наблюдается концентрация напряжений и происходит подъем флюидов. Совокупность данных о неоднородностях поля поглощения и характеристиках сейсмичности может свидетельствовать о подготовке сильных землетрясений в рассматриваемых зонах. Здесь (в первую очередь, к западу от г. Урумчи) целесообразно вести постоянный мониторинг геодинамических процессов с целью среднесрочного прогноза сейсмических событий. Интересно, что в районе южного кольца сейсмичности в период 1976 - 1996 гг. было произведено шесть ПЯВ и произошло только два землетрясения. Большая часть землетрясений (включая самое сильное событие с mb=6.0) зарегистрирована здесь в 1999 - 2009 гг. Отсюда может следовать, что ПЯВ, проводившиеся в 1976 - 1996 гг., инициировали подъем флюидов и начало формирования кольцевой структуры. Удаленность эпицентров наиболее мощных ПЯВ от кольца сейсмичности еще раз свидетельствует о том, что такие структуры могут формироваться только в подготовленных зонах, где присутствуют жесткие литосферные блоки [6]. Новые данные согласуются со сделанными ранее выводами об активных геодинамических процессах, связанных с подъемом мантийных флюидов, в районах крупных ядерных полигонов [8, 18].

Литература

- Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации поля поглощения поперечных волн в верхней мантии сейсмически активных и слобосейсмичных районов / Ю.Ф. Копничев, Д.Д. Гордиенко, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология, 2009. № 1. С. 49 64.
- 2. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Физика Земли, 2003. № 7. С. 35 47.
- Копничев, Ю.Ф. Картирование поля поглощения поперечных волн в земной коре и верхах мантии Алтая / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2010. Вып. 1. С. 93 99.
- Копничев, Ю.Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных сейсмических волн в литосфере Центрального Тянь-Шаня / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология, 2007. – № 5. – С. 54 – 70.
- 5. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. С. 313.
- Копничев, Ю.Ф. О корреляции характеристик сейсмичности и поля поглощения S-волн в районах кольцевых структур, формирующихся перед сильными землетрясениями/ Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология, 2010. – № 6. – С.34 - 51.
- Копничев, Ю.Ф. Исследования по сейсмическому распознаванию подземных ядерных взрывов на полигоне Лобнор / Ю.Ф. Копничев, О.М. Шепелев, И.Н. Соколова // Физика Земли, 2001. - № 12. – С. 64 - 77.
- 8. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в районе полигона Лобнор / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН, 2008. Т. 420, № 2. С. 239 242.
- Waldhauser F. Lop Nor revisited: underground nuclear explosion locations, 1976-1996 from double difference analysis of regional and teleseismic data/ F. Waldhauser, D. Schaff, P.Richards, W.-Y.Kim // Bull. Seismol. Soc. Amer., 2004. – V. 94. N 1. – P. 1879 - 1889.
- 10. Копничев, Ю.Ф. О природе короткопериодных сейсмических полей на расстояниях до 3000 км / Ю.Ф. Копничев, А.Р. Аракелян // Вулканология и сейсмология, 1988. № 4. С. 77 92.
- 11. Бакиров А.Б. (ред.). Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью. Бишкек: Илим. 2006. С. 115.
- 12. Копничев Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. -М.: Наука, 1985. С. 176.
- Копничев Ю.Ф. Характеристики поля поглощения короткопериодных поперечных волн в литосфере Тянь-Шаня и Джунгарии и их связь с сейсмичностью// / Ю.Ф. Копничев, О.К. Кунакова, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2010. – Вып. 1. – С. 111 - 115.
- 14. Liu, J. Small-scale convection in the upper mantle beneath the Chinese Tian Shan mountains / J. Liu, Q. Liu, B. Guo, D.Yuen, H.Song // Phys. Earth Planet. Inter., 2007. V. 163. P. 179 190.

- 15. Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука. 1977. С. 535.
- Husen, S. Postseismic fluid flow after the large subduction earthquake of Antofagasta, Chile / S. Husen., E.Kissling // Geology, 2001. – V. 29. No 9. – P. 847 – 850.
- 17. Gold, T. Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquakes / T. Gold, S. Soter // Pageoph., 1984/1985. V. 122. P. 492 530.
- 18. Копничев Ю.Ф. Геодинамические процессы в районах трех крупных ядерных полигонов / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2009. Вып. 1 С. 48 54.

ШЫҒЫС ТЯНЬ-ШАНЬ ЛИТОСФЕРАСЫНДА S-ТОЛҚЫНДАР ЖҰТЫЛУ ӨРІСІНІҢ БІРТЕКТІ ЕМЕСТІГІ ЖӘНЕ ОЛАРДЫҢ СЕЙСМИКАЛЫЛЫҒЫМЕН БАЙЛАНЫСЫ

²⁾Копничев Ю.Ф., ¹⁾Соколова И.Н.

¹⁾КР ҰЯО геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан ²⁾Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Россия

Sn және Pn толқындардың амплитудаларының қатынастарын талдауында негізделген әдісін пайдаланып, Шығыс Тянь-Шань литосферасында S-толқындар жұтылу өрісін карталауы жүргізілген. Мақаншы станциясынан (MKAR) ~350-1200 км. қашықтықтарындағы жерсілкінулердің жазбалары өңделген. Соңғы 200 жыл ішінде болған қатты жерсілкінулермен (М≥7.0) байланысы жоқ жоғары жұтылу зоналары бөлінген. Сондай екі зонада – Ұрымшы қ. батыс жағына қарай және Лобнор полигоны ауданында – Орталық Тянь-Шань ауданына ұқсас сейсмикалылықтың сақиналы құрылымдары қалыптастырылған. Бұл зоналар қатты жерсілкінуі дайындалуымен байланысты болуы болжамда.

HETEROGENEITIES OF S-WAVE ATTENUATION FIELD IN LITHOSPHERE OF EASTERN TIEN-SHAN AND THEIR RELATION TO SEISMICITY

²⁾Yu.F. Kopnichev, ¹⁾I. N. Sokolova

¹⁾Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan ²⁾Institute of the Earth Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Mapping of S-wave attenuation field in lithosphere of the Eastern Tien-Shan was carried out. Sn to Pn waves amplitude ratio method was applied. Processing of earthquake records, which were obtained by Makanchi (MKAR) seismic station (at distances ~350 - 1200km), allowed distinguishing high attenuation areas not related to strong earthquakes (M \geq 7.0), occurred for the past 200 years. In two areas, to the west of Urumchi city and near Lop Nor test site, ring seismicity structures have been formed similar to the Central Tien-Shan region. It is supposed that these areas are related to preparation for strong earthquakes.

УДК 550.34

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЗНЫХ ДИАПАЗОНАХ ГЛУБИН ПЕРЕД СИЛЬНЫМИ И СИЛЬНЕЙШИМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ В РАЙОНАХ АЛЕУТ И АЛЯСКИ

²⁾Копничев Ю.Ф., ¹⁾Соколова И.Н.

¹⁾Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия ²⁾Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Анализируются характеристики сейсмичности районов Алеут и Аляски для двух диапазонов глубин: 0 - 33 и 34 - 70 км, перед сильными и сильнейшими землетрясениями с Мw=7.0 - 9.2, произошедшими в 1964 - 2007 гг., а также в зонах сейсмических брешей. Перед шестью событиями, а также в трех зонах брешей выделены кольцевые структуры сейсмичности в обоих диапазонах глубин. Показано, что эпицентры главных землетрясений находились, как правило, вблизи областей пересечения или наибольшего сближения "мелких" и "глубоких" колец сейсмичности. По аналогии с районами Суматры, северо-восточной Японии и Южной Америки, исходя из характеристик кольцевых структур сейсмичности, сделаны прогнозные оценки магнитуд готовящихся сильных землетрясений в зонах сейсмических брешей.

В [1 - 5] показано, что в зонах субдукции перед сильными и сильнейшими землетрясениями формируются кольцевые структуры сейсмичности в разных диапазонах глубин. Выяснилось, что характеристики кольцевых структур существенно различаются в разных районах. Полученные результаты позволяют осуществлять долгосрочный и среднесрочный прогноз места и энергии сильных сейсмических событий, что было продемонстрировано, в частности, для района северо-восточной Японии [3]. В статье рассматриваются характеристики таких структур в районах Алеут и Аляски, в том числе в зоне очага катастрофического землетрясения 28.03.1964 г. (Мw=9.2).

Историческая сейсмичность

На рисунке 1 показаны эпицентры сильных землетрясений с Мw≥7.8, произошедших в рассматриваемом районе начиная с 1900 г. (таблица 1).



Рисунок I. Район исследований с эпицентрами сильных и сильнейших землетрясений (с 1900 г.)

Из рисунка 1 и таблицы 1 следует, что в течение 110 лет в районе Алеут и Аляски произошли десять сильных и сильнейших событий, включая Великое Аляскинское землетрясение 28 марта 1964 г. (Mw=9.2) – второе по силе на земном шаре из числа зарегистрированных инструментально. Очаговая зона этого события простиралась примерно на 800 км в юго-западном направлении от эпицентра [6]. Землетрясение породило мощное цунами, распространившееся по всему Тихому океану. Согласно палеосейсмическим данным, период повторяемости таких событий составляет ~400 - 1000 лет [7]. Следующее по силе землетрясение с магнитудой Мw=8.7 произошло 4 февраля 1965 г. в районе Крысьих островов. Длина его очаговой зоны составляла ~600 км, односторонний разрыв распространялся с юго-востока на северо-запад [8]. Землетрясение 9 марта 1957 г. (Мw=8.6) имело самую протяженную афтершоковую зону среди трех упомянутых событий, простираясь на расстояние ~1200 км вдоль Алеутской дуги. В отличие от землетрясений 28.03.1964 г. и 04.02.1965 г., это землетрясение характеризовалось двусторонним распространением разрыва [7]. Еще два сильных события произошли в 1938 и в 1946 гг. к западу от очаговой зоны землетрясения 1964 г. (Мw равнялось 8.0). Последние достаточно сильные события в районе Алеут произошли 7 мая 1986 г. (Мw=8.0) и 10 июня 1996 г. (Mw=7.9), их очаги располагались на западном краю очаговой зоны землетрясения 09.03.1957 г. Следует отметить также еще два землетрясения (30 ноября 1987 г. с Мw=7.9 и 6 марта 1988 г. с Мw=7.8), очаги которых находились в океанической плите, к югу от Аляскинского желоба.

Таблица 1. Характеристики сильных и сильнейших землетрясений в районах Алеут и Аляски

Дата	°N	°W	Н, км	Mw
10.11.1938	55.33	158.37	35	8.0
01.04.1946	52.75	162.50	-	8.0
09.03.1957	51.59	175.42	35	8.6
28.03.1964	61.02	147.63	23	9.2
04.02.1965	51.21	178.50 E	29	8.7
07.05.1986	51.50	174.80	20	8.0
30.11.1987	58.83	142.60	15	7.9
06.03.1988	57.26	142.75	6	7.8
10.06.1996	51.59	177.59	29	7.9
17.11.2003	51.15	178.65	33	7.8

В исследуемом районе выделяются зоны сейсмических брешей, в которых не было землетрясений с М~>8.0, по крайней мере, с начала XX-го века. Это – западный фланг Алеутской дуги (165° - 170°E) между очаговыми зонами землетрясений 1938 и 1946 гг. (Шумагинская брешь [9]), а также район к востоку от очага 1964 г. (рисунок 1). Кроме того, существуют зоны относительного сейсмического затишья, в частности, на западном фланге Алеутской дуги (170° - 175° E), где землетрясений с М≥7.0 не было после 1975 г.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

По аналогии с [1 - 3, 5] рассмотрены характеристики сейсмичности в двух диапазонах глубин: 0 -33 и 34 - 70 км. Использованы данные из каталогов землетрясений NEIC (National Event Information Center, Геологическая служба США), а также ISC (International Seismological Center). Для анализа выбраны в основном данные из временного интервала, начиная с 01.01.1964 г. (с начала работы мировой сети станций WWSSN) до дня, предшествовавшего изучаемому событию. Исключение составила зона Великого Аляскинского землетрясения, для которой характеристики сейсмичности рассмотрены, начиная с 01.01.1930 г. Отобраны события с М≥Мп1 и М≥Мп2 для первого и второго диапазонов глубин, соответственно (Мп1 и Мп2 - пороговые значения магнитуды). Обработаны данные о сейсмичности для очаговых зон 6 сильных и сильнейших землетрясений в зонах субдукции (Мw=7.0 - 9.2, таблица 2). Характеристики этих событий далее рассматриваются в направлении с запада на восток.

Для сравнения рассмотрены сейсмические данные очаговых зон двух сильных землетрясений, которые произошли в океанической плите к югу от Аляскинского желоба (30.11.1987 г., Mw=7.9 и 06.03.1988 г., Mw=7.8, таблица 2). Кроме того, обработаны данные о сейсмичности в трех зонах затишья и сейсмических брешей, указанных выше. Для этих зон рассматривались характеристики сейсмичности за период 01.01.1973 - 01.01.2011 гг.

Анализ данных

Событие 17.11.2003 г. (Мw=7.8) произошло в районе Крысьих островов, на восточном краю очаговой зоны сильнейшего Алеутского землетрясения 1965 г. (рисунок 2).

Таблица 2. Характеристики кольцевой сейсмичности перед сильными землетрясениями в районе Алеутско-Аляскинской дуги

Дата	° N	°W	Mw	h, км	L, км	Мп1	Т1, лет	I, км	Мп2	Т2, лет
28.03.1964	61.10	147.60	9.2	33	900	5.5	≥26	450	5.5	≥32
07.05.1986	51.56	174.81	8.0	20	260	4.8	≥22	85	4.7	≥16
30.11.1987	58.83	142.60	7.9	15	-	4.0	-	-	-	-
06.03.1988	57.26	142.75	7.8	6	-	3.8	-	-	-	-
10.06.1996	51.59	177.59	7.9	29	100	5.1	25	65	4.0	26
06.12.1999	57.31	154.29	7.0	36	90	4.0	29	70	4.0	26
17.11.2003	51.15	178.65 E	7.8	33	75	4.8	30	70	4.6	32
19.12.2007	51.36	179.51	7.2	34	55	4.0	37	45	4.1	34
H 1	1	بر				T	1	1		~

Примечание: L и l – длины больших осей, Mпl и Mn2 – пороговые значения магнитуды, Tl и T2 – времена формирования мелкого и глубокого колец сейсмичности, соответственно.



Рисунок 2. Кольцевая сейсмичность перед землетрясением 17.11.2003 г.

Из рисунка 2 и таблицы 2 следует, что перед событием 17.11.2003 г. в течение 30 лет сформировалась кольцевая структура сейсмичности в диапазоне глубин 0 - 33 км (Мп1=4.8) с большой осью длиной L~75 км, вытянутая в северо-восточном направлении. Примерно за такое же время (T2=32 года) образовалось кольцо сейсмичности на глубинах 34 - 70 км (Мп2=4.6) с большой осью длиной l~70 км, ориентированное в направлении на северо-запад. По аналогии с [1 - 3, 5] для краткости кольцевые структуры первого типа будут называться "мелкими", а второго - "глубокими". Эпицентр главного землетрясения находится на границе глубокого кольца, в области, где оно практически касается мелкого.

Землетрясение 19.12.2007 г. (Мw=7.2) имело место в районе Андреяновских островов, на границе



Маленький кружок - эпицентр землетрясения $4.0 \le M \le 6.0$ Остальные обозначения – на рисунке 2 $\mathbf{a} - \mathbf{0}$ - 33 км

между очагами событий 1957 и 1965 гг. (рисунок 3, таблица 2).

Из рисунка 3 и таблицы 2 видно, что перед землетрясением 19.12.2007 г. в течение 37 лет образовались мелкое кольцо сейсмичности (Мп1=4.0, L~55 км), вытянутое в северо-западном направлении, а также глубокое кольцо (Мп2=4.1, l~45 км, T2=34 года), ориентированное почти нормально к оси мелкого кольца. Эпицентр главного события находится на расстоянии около 10 км к югу от области касания кольцевых структур сейсмичности.

Землетрясение 10.06.1996 г. (Мw=7.9) произошло вблизи острова Адак, на западном краю очаговой зоны сильнейшего события 1957 г. (рисунок 4, таблица 2).



Маленький кружок - эпицентр землетрясения- 4.1≤М<6.0. Остальные обозначения – на рисунке 2 **б** – 34 - 70 км





Рисунок 4. Кольцевая сейсмичность перед землетрясением 10.06.1996 г.

Из рисунка 4 и таблицы 2 видно, что перед землетрясением 10.06.1996 г. сформировались кольцевые структуры: мелкая (Мп1=5.1, L~100 км, T1=25 лет) и глубокая (Мп2=4.0, l~65 км, T2=26 лет), ориентированные в субширотном направлении. Эпицентр главного события находится вблизи области касания мелкого и глубокого колец (Δr ~35 км).

Событие 07.05.1986 г. (*М*w=8.0) имело место в районе Андреяновских островов, также на западном фланге очага землетрясения 1957 г. (рисунок 5, таблица 2).

Из рисунка 5 видно, что перед землетрясением 07.05.1986 г. проявились кольца сейсмичности: мелкое (Мп1=4.8, L~260 км, T1≥22 лет) и глубокое (Мп2=4.7, l~85 км, T2≥16 лет). Оба кольца вытянуты в субширотном направлении, при этом эпицентр



главного события находится на расстоянии около 40 км от области их касания

Землетрясение 06.12.1999 г. (Мw=7.0) произошло в районе острова Кадьяк, в очаговой зоне Великого Аляскинского землетрясения 1964 г. (рисунок 6, таблица 2).

Из рисунка 6 следует, что перед землетрясением 06.12.1999 г. снова сформировались кольца сейсмичности: мелкое (Мп1=4.0, L~90 км, T1=29 лет), вытянутое субмеридионально, и глубокое (Мп2=4.0, l~70 км, T2=26 лет), ориентированное в северозападном направлении. В данном случае эпицентр главного землетрясения был расположен на расстоянии ~15 км от ближайшей области пересечения кольцевых структур.





Великое Аляскинское землетрясение 28.03.1964 г. Данные о сейсмичности перед этим грандиозным событием менее надежны, чем для других рассмотренных землетрясений, поскольку они получены в основном до создания мировой сети WWSSN. Рисунок 7 иллюстрирует характеристики сейсмичности в районе, ограниченном координатами 54-64°N, 165-145°W. Из рисунка 7 видно, что перед землетрясением сформировалось нечетко выраженное огромное мелкое кольцо сейсмичности (Мп1=5.5, L~900 км, T1≥26 лет), у которого существует большой пробел между эпицентрами самых западных "форшоков". Один эпицентр (М=5.6) попадает внутрь кольца, находясь на расстоянии ~130 км от его восточной границы. Следует отметить, что в районе



мелкого кольца находился очаг очень сильного землетрясения 11.10.1938 г. (Мw=8.0). Из рисунка 76 следует, что перед Аляскинским землетрясением образовалось также большое глубокое кольцо (Мп2=5.5, 1~450 км, T2≥32 лет), расположенное к северо-востоку от мелкого. Обе кольцевые структуры ориентированы в субмеридиональном направлении. Эпицентр главного события находился вблизи от границы глубокого кольца, но достаточно далеко (Δг~230 км) от ближайшей области пересечения колец. Однако и здесь выполняется условие Δг/L<<1.

На рисунке 8 приведено распределение магнитуд землетрясений в районе мелкого кольца в зависимости от времени.



Эпицентры землетрясений: маленький кружок - 5.1≤М<6.0: большой кружок - 6.5≤М<8.0. Не залитая звездочка - М=8.0. Остальные обозначения - на рисунке 2 **a** - 0 - 33 км **б** - 34 - 70 км

Рисунок 7. Кольцевая сейсмичность перед землетрясением 28.03.1964 г.



Рисунок 8. Район землетрясения 28.03.1964 г. Зависимость магнитуд землетрясений в районе мелкого кольца от времени

Из рисунка 8 видно, что максимальная скорость сейсмотектонической деформации в районе кольца наблюдалась в конце 1930-х – начале 1940-х годов, когда здесь произошло три события с М=7.3 - 8.0. Кроме того, эта величина заметно выросла в 1955 - 1964 гг.

Землетрясения 30.11.1987 г и 06.03.1988 г. к югу от пова Аляска. Эти события с Мw соответственно

7.9 и 7.8 произошли в океанической коре к югу от глубоководного желоба. Из рисунков 9 и 10 следует, что начиная с 01.01.1973 г. перед землетрясениями не сформировались мелкие кольцевые структуры сейсмичности даже с достаточно низкими величинами Мп1 (соответственно 4.0 и 3.8). Глубокие кольца также не сформировались, поскольку в океанической литосфере практически не бывает землетрясений с глубинами ≥ 34 км [10].

Зоны затишья и сейсмических брешей. На рисунках 11 - 13 приведены характеристики сейсмичности в трех зонах затишья и сейсмических брешей. Для них рассмотрены кольцевые структуры с Мп1, Мп2~>5.0 за период 01.01.1973 – 01.01.2011 гг.

Зона сейсмического затишья в районе западных Алеут. На рисунке 11 показаны характеристики сейсмичности в западной части очаговой зоны сильнейшего землетрясения 04.02.1965 г. Видно, что выделяются кольцевые структуры, ориентированные вдоль простирания Алеутской дуги – мелкая (Мп1=5.2, L~250 км, T1=33 года) и глубокая (Мп2=4.7, l~150 км, T2=38 лет). Кольца соприкасаются на северо-востоке, при этом глубокое кольцо находится внутри мелкого.



Маленький кружок - эпицентр землетрясения с М≥4.0. Звездочка – эпицентр главного события

Рисунок 9. Сейсмичность перед





Маленький кружок - эпицентр землетрясения с М≥3.8. Звездочка – эпицентр главного события

Рисунок 10. Сейсмичность перед землетрясением 06.03.1988 г. (с 01.01.1973 г.)



Рисунок 11. Район западных Алеут. Кольцевая сейсмичность в зоне сейсмического затишья

Сейсмическая брешь в районе юго-западной Аляски. Эта зона (Shumagin gap) давно служит объектом пристального внимания сейсмологов [9]. Здесь не было землетрясений с М>~8.0, по крайней мере, с начала XX-го века. На рисунке 12 представлены характеристики сейсмичности в зоне этой бреши. Здесь также сформировались кольца сейсмичности – мелкое (Мп1=5.0, L~310 км, T1=34 года) и менее четко выраженное глубокое (Мп2=4.6, l~130 км, T2=37 лет). Мелкая кольцевая структура вытянута вдоль Аляскинской дуги, а глубокая – почти нормально к ней. Кольца касаются в западной части рассматриваемого района.

Сейсмическая брешь в районе юго-восточной Аляски находится к востоку от очага Великого Аляскинского землетрясения. На рисунке 13 показано положение эпицентров землетрясений в районе, ограниченном координатами 55-63° N, 151-142° W. Видно, что за период с 1973 по 2011 гг. здесь сформировались крупные кольцевые структуры: широкая мелкая (Мп1=5.0, L~510 км, T1= 38 лет) и относительно узкая глубокая (Мп2=5.0, l~190 км, T2=38 лет). Обе структуры вытянуты в субмеридиональном направлении и практически касаются на широте ~60.5° N. На восточную границу глубокого кольца попадает эпицентр землетрясения 28.03.1964 г., а на восточную границу мелкого кольца - очаги сильных событий 30.11.1987 и 06.03.1988 гг.

Зависимости параметров кольцевых структур от энергии главных событий. На рисунках 14 и 15 показаны зависимости lgL(Mw) и lgl(Mw) по данным, полученным для шести рассмотренных выше сильных землетрясений, произошедших в зонах субдукции.





Маленькие кружки - эпицентры землетрясений 4.6≤М<6.0 Остальные обозначения – на рисунке 2 **б** − 34 - 70 км





Маленький кружок - эпицентр землетря
сения с 5.0 \leq M<6.0. Остальные обозначения – на рисунке 2
 ${\bf a}-0$ - 33 км ${\bf 6}-34$ - 70 км







 индивидуальные данные, 2 и 3 – корреляционные зависимости для районов Алеутско-Аляскинской дуги и Суматры, соответственно

Рисунок 15. Район Алеут и Аляски. Зависимость lgl(Mw)

Видно, что в обоих случаях наблюдаются линейные зависимости величин lgL и lgl от магнитуды событий. Уравнения регрессии имеют вид (с достаточно высоким коэффициентом корреляции г)::

lgL(κ_M) =
$$0.52$$
Mw - 1.94 , (1)
r= 0.89 ,

 $lgl(\kappa_M) = 0.41 M_W - 1.26,$ (2) r=0.90,

Рисунки 16 и 17 иллюстрируют зависимости пороговых величин магнитуд от магнитуды события: Mn1(Mw) и Mn2(Mw).

Из рисунков 16, 17 видно, что пороговые величины магнитуд в кольцевых структурах растут с увеличением магнитуды Мw. Уравнения линейной регрессии описываются формулами (также с достаточно высокими коэффициентами корреляции):

$$M\pi 1 = 0.72Mw - 0.96,$$
 (3)
r=0.93.



Рисунок 16. Район Алеут и Аляски. Зависимость Mn1(Mw)

$$M\pi 2 = 0.68Mw - 0.85,$$
 (4)
r=0.90.

Из рисунков 14 - 17 следует, что зависимости lgL(Mw) и lgl(Mw) для района Аляскинско-Алеутской дуги близки к аналогичным зависимостям, полученным ранее для района Суматры [2]. В то же время пороговые значения магнитуд для данного района в целом ниже, но увеличиваются с энергией главного события быстрее, чем для района Суматры.

Оценка магнитуд возможных сильных землетрясений в районах Алеут и Аляски. На основании полученных корреляционных зависимостей (1)-(4) оценена магнитуда возможных сильных событий в исследованных зонах затишья и сейсмических брешей. В таблице 3 приведены прогнозные оценки величин Mw, полученные путем осреднения значений, соответствующих различным параметрам.

Из таблицы 3 следует, что в районе западных Алеут возможно сильное землетрясение с Mw=8.4±0.2, в зоне Шумагинской бреши – с Mw=8.3±0.2 и в районе Южной Аляски – с Mw=8.6±0.2.



Рисунок 17. Район Алеут и Аляски. Зависимость Mn2(Mw)

Таблица 3. Величины Мw возможных сильных землетрясений в зонах сейсмических брешей

°N	°W	Mw	L, км	I, км	Мп1	Мп2	Район
51-53.5	170-175 E	8.4±0.1	250	150	5.2	4.7	Зап. Алеуты
53-56	162-156	8.3±0.2	310	130	5.0	4.6	Юго-зап. Аляска
55-63	151-142	8.6±0.2	510	190	5.0	5.0	Юго-вост. Аляска

ОБСУЖДЕНИЕ

Данные, полученные при анализе сейсмических данных по району Алеутско-Аляскинской дуги, свидетельствуют о том, что здесь, как и в других зонах субдукции [1-5], широко развиты кольцевые структуры сейсмичности. Ранее было показано, что появление кольцевых структур связано с миграцией мантийных флюидов, играющих важную роль в процессах подготовки сильных землетрясений [1 -5]. Существенно, что для большинства рассмотренных землетрясений, эпицентры главных событий находились вблизи областей касания или пересечения мелких и глубоких колец сейсмичности, как и в других районах. Единственным исключением является Аляскинское землетрясение 28.03.1964 г., что, возможно, связано со значительными погрешностями в определении координат его эпицентра, обусловленными низкой плотностью сейсмических станций в очаговой зоне и ее ближайших окрестностях в начале 1960-х годов (об этом может также свидетельствовать отсутствие сейсмических событий с $M \le 6.0$ в области мелкого кольца до 1955 г. - рисунок 8). Однако следует подчеркнуть, что эпицентры всех трех сильнейших событий XXI-го века - Суматринского 26.12.2004 г., Mw=9.0, Чилийского 27.02.2010 г., Mw=8.8 и Японского 11.03.2011 г.,
Mw=9.0, - находились вблизи областей пересечения или наибольшего сближения соответствующих кольцевых структур [1-3, 5]. В [1 - 3] отмечено, что данный эффект, скорее всего, связан с тем, что в таких областях имеет место максимальная толщина двухфазного слоя с заметной долей флюидов, на кровле которого достигается концентрация напряжений, приводящая, в конечном счете, к подвижке при сильном землетрясении.

Важно отметить, что кольцевые структуры выделены в зонах затишья и сейсмических брешей, где по инструментальным и историческим данным не известны события с M≥8.0. Использование корреляционных зависимостей (1)-(4) позволило оценить энергию возможных сильных землетрясений, которые могут быть связаны с соответствующими кольцевыми структурами. Пример успешного применении данной методики для прогноза места и магнитуды сильнейшего землетрясения Тохоку 11.03.2011 г. (Мw=9.0) в районе северо-восточной Японии уже имеется [3]. В данном случае в наиболее известной Шумагинской бреши прогнозируется сильное землетрясение с Мw~8.3, почти такой же энергии, как и события 1938 г. и 1946 г., между очагами которых находится эта зона. Еще одно землетрясение с Мw~8.4 можно ожидать в западной части очаговой зоны сильнейшего события 04.02.1965 г. Самое сильное землетрясение (Мw~8.6) может произойти в районе Южной Аляски. Следует отметить, что мелкая кольцевая структура сейсмичности в этой зоне выражена лучше, чем в двух других рассматриваемых зонах, что может свидетельствовать о более высокой вероятности в ближайшие годы сильного землетрясения в районе Южной Аляски. С учетом полученных данных целесообразно вести постоянный мониторинг различных геофизических и геохимических параметров в трех выделенных зонах для возможного среднесрочного прогноза сильных сейсмических событий (таблица 3).

Следует заметить, что мелкие и, тем более, глубокие кольцевые структуры даже с достаточно низкими величинами Мп1 не выделены перед двумя сильными землетрясениями, произошедшими к югу от Аляскинского желоба (рисунки 9, 10). Это можно объяснить низким содержанием свободных флюидов в литосфере океанической плиты до начала ее погружения под континент Северной Америки [11]. Флюиды начинают выделяться из гидратированных пород океанической коры при соответствующих термодинамических условиях, которые достигаются на глубине несколько десятков километров [11, 12].

Литература

- 1. Копничев, Ю.Ф. Кольцевая сейсмичность в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН, 2009. – Т. 425. № 4. – С. 539 - 542.
- 2. Копничев, Ю.Ф. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в районе Суматры / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН, 2009. – Т. 429. № 1. – С. 106 - 109.
- Копничев, Ю.Ф. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин в районе северо-восточной Японии / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2009. – Вып. 3. – С. 88 - 97.
- Копничев, Ю.Ф. О корреляции характеристик сейсмичности и поля поглощения S-волн в районах кольцевых структур, формирующихся перед сильными землетрясениями / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология, 2010. – № 6. – С. 34 - 51.
- 5. Копничев, Ю.Ф. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин в регионе Южной Америки / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2010. Вып. 1. С. 100 110.
- Christensen, D. The rupture process and tectonic implications of the great 1964 Prince William Sound earthquake / D. Christensen, S. Beck // Pure Appl. Geophys, 1994. V. 142. P. 29 53.
- Ruppert, N. Seismicity, earthquakes and structure along the Alaska-Aleutian and Kamchatka-Kurile subduction zones / N. Ruppert, J. Lees, N. Kozyreva // Volcanism and subduction: the Kamchatka region. Geophysical monograph series 172, 2007. P. 129 144.
- Beck, S. Rupture process of the February 4, 1965, Rat Islands earthquake / S. Beck, D. Christensen // J. Geophys. Res., 1991. V. 96. – P. 2205 - 2221.
- Davies, J. Shumagin seismic gap, Alaska peninsula: history of great earthquakes, tectonic setting, and evidence for high seismic potential / J. Davies, L. Sykes, L. House, K. Jacob // J. Geophys. Res, 1981. V. 86. P.3821 3855.
- Engdahl, E. Global seismicity: 1990 1999 / E. Engdahl, A. Villasenor // Earthquake & engineering seismology. Part A. Academic Press. An imprint of Elsevier Science, 2002. P. 665 690.
- Yamasaki, T. Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab / T. Yamasaki, T. Seno // J. Geophys. Res, 2003. – V. 108. N B4. – doi: 10.1029/2002JB001918.
- 12. Калинин, В.А. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде / В.А. Калинин, М.В. Родкин, И.С. Томашевская. - М.: Наука, 1989. – 157 с.

АЛЕУТ ЖӘНЕ АЛЯСКА АУДАНДАРЫНДА ҚАТТЫ ЖӘНЕ ӨТЕ ҚАТТЫ ЖЕРСІЛКІНУЛЕР АЛДЫНДА ТЕРЕҢДІКТІҢ ӘР АУҚЫМДАРЫНДА СЕСМИКАЛЫҒЫНЫҢ САҚИНАЛЫ ҚҰРЫЛЫМДАРЫ

¹⁾Копничев Ю.Ф., ²⁾Соколова И.Н.

¹⁾РҒА О.Ю. Шмидт атындағы Жер физикасы институты, Мәскеу, Ресей ²⁾КР ҰЯО геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

1964 - 2007 ж.ж. болған Мw = 7.0 - 9.2 қатты және өте қатты жерсілкінулер алдында тереңдіктің екі ауқымы үшін: 0 - 33 и 34 - 70 км. Алеут және Аляска аудандары, сондай-ақ сейсмикалық тесіктер зоналарында сейсмикалылығының сипаттамалары талдануда. Алты оқиға алдында, сондай-ақ тесіктердің үш зонасында тереңдіктің екі ауқымындада сейсмикалылығының сақиналы құрылымдары бөлінген. Басты жерсілкінулердің эпиорталықтары, әдеттегідей, «таяз» және «терең» сейсмикалылық сақиналары қиылысу немесе бір біріне ең жақын облыстарында болуы көрсетілген. Суматра, солтүстік-шығыс Жапония және Онтүстік Америка аудандарына ұқсастығы бойынша, сейсмикалылығының сақиналы құрылымдардың сипаттамаларына сүйеніп, сейсмикалық тесіктер зоналарында дайындалудағы қатты жерсілкінулердің магнитудаларының болжамды бағалары жасалған.

RING-SHAPED SEISMICITY STRUCTURES IN DIFFERENT DEPTH RANGES PRIOR TO LARGE AND GREAT EARTHQUAKES IN THE REGIONS OF ALEUTIANS AND ALASKA

¹⁾Yu.F. Kopnichev, ²⁾I.N. Sokolova

¹⁾Institute of the Earth Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ²⁾Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

The seismicity characteristics of Aleut and Alaska areas for depth ranges of 0 - 33 and 34 - 70 km, before large and great earthquakes (Mw-7.0 - 9.2), occurred in 1964 - 2007, as well as in seismic gap zones have been analysed. Before six events and in three gap zones ring-shaped seismicity structures were formed in both depth ranges. As shown in the paper, epicenters of main earthquakes were located near areas of intersection or maximal convergence of "shallow" and "deep" rings of seismicity. The prognostic magnitude estimates of preparing large earthquakes in seismic gap zones were done by the analogy with Sumatra, north-eastern Japan and South America regions, based on ring-shaped sesmicity structure characteristics.

НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ S-ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ АЗИИ И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

²⁾Копничев Ю.Ф., ¹⁾Кунакова О.К., ¹⁾Соколова И.Н.

¹⁾Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан ²⁾Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Проведено картирование поля поглощения короткопериодных S-волн в литосфере двух районов Центральной и Южной Азии (между 32 и 39° N, 72 и 82° E). Использован метод, основанный на анализе максимальных амплитуд волн Sn и Pn. Обработано более 220 записей землетрясений на расстояниях ~400 - 1200 км, полученных в 1995 - 2009 гг. станцией Ала-Арча (ААК). Установлено, что в горных районах поглощение S-волн гораздо сильнее, чем в слабосейсмичных районах Индийской платформы и Тарима. Показано, что очаговые области трех сильных землетрясений (Мw=6.9 - 7.6), произошедших в 1996 - 2008 гг., характеризуются относительно повышенным поглощением. Наблюдается корреляция характеристик поля поглощения с количеством сравнительно сильных афтершоков (mb≥5.0) этих событий. Полученные данные согласуются со сделанными ранее выводами о важной роли глубинных флюидов в процессах подготовки сильных коровых землетрясений.

Данные о характеристиках поля поглощения короткопериодных поперечных волн позволяют получить важную информацию об особенностях строения литосферы сейсмически активных районов [1 -4]. Это связано, в первую очередь, с очень высокой чувствительностью S-волн к присутствию жидкой фазы – флюидов или частично расплавленного материала. В статье приведены результаты изучения неоднородностей поля поглощения в литосфере двух районов Центральной и Южной Азии, включающих очаговые зоны трех недавних сильных землетрясений с Мw=6.9 - 7.6, а также сопоставления их с характеристиками сейсмичности.

СЕЙСМИЧНОСТЬ РАЙОНОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рассматриваемые районы Центральной и Южной Азии ограничены координатами 32 - 36° N, 72 -75° E и 35 -3 9° N, 75 - 82° E, соответственно (рисунок 1, врезка). Первый из двух районов далее для краткости будет называться «юго-западным», а второй – «северо-восточным».

Юго-западный район включает северо-западный участок Гималаев с вершинами, достигающими 8126 м (гора Нангапарбат), и северную окраину Индийской платформы. Начиная с 1950 г. здесь произошло 6 сейсмических событий с М≥6.0, включая печально известное Кашмирское землетрясение 08.10.2005 г. (Мw=7.6). На рисунке 2 показана область афтершоков этого события (отобраны землетрясения с mb≥4.5 за два месяца).

Северо-восточный район охватывает западный край Кунь-Луня и восточную часть Каракорума (с высочайшей вершиной Чогори – 8611 м), а также юго-западную окраину Таримского массива (рисунок 3). С 1950 г. в районе зарегистрировано 5 событий с М≥6.0, в том числе Каракорумское землетрясение 19.11.1996 г. (Мw=6.9) и землетрясение из района хр. Джангтанг 20.03.2008 г. (Мw=7.1). Чуть севернее района исследований произошло Кашгарское землетрясение 23.08.1985 г. (Мw=7.0).



Поглощение: 1 – пониженное, 2 – промежуточное, 3 – повышенное. Эпицентры сильных землетрясений: 4 – М=6.2 - 6.4, 5 – Мw=7.6. 6 – область афтершоков Кашмирского землетрясения. На врезке: 7 – юго-западный и северо-восточный районы, 8 – сейсмическая станция

Рисунок 1. Юго-западный район. Поле поглощения поперечных волн и элементы сейсмичности

НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ S-ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ АЗИИ И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ



1 – афтершок; 2 – эпицентр главного события

Рисунок 2. Область афтершоков Кашмирского землетрясения 08.10.2005 г.

В таблице даны характеристики трех землетрясений из рассматриваемых районов с $Mw \ge 6.9$, в том числе количество их афтершоков с $mb \ge 5.0$ (N).

Таблица. Характеристики сильных землетрясений из рассматриваемых районов

Дата	φ°N	λ⁰E	h, м	Mw	N	ΔlgN
19.11.1996	35.35	78.13	33	6.9	1	-0.56
08.10.2005	34.54	73.59	26	7.6	47	0.41
20.03.2008	35.49	81.47	10	7.1	14	0.39

Обращает на себя внимание резкое различие количества афтершоков для двух землетрясений с близкими величинами Mw (19.11.1996 г. и 20.03.2008 г.).

Методика и использованные материалы

Использован метод, основанный на анализе отношения амплитуд волн Sn и Pn (параметра lg(ASn/APn), который для краткости обозначен как Sn/Pn) [2, 3]. Совокупность экспериментальных данных позволила сделать вывод, что группа Sn сформирована поперечными волнами, отраженными от многочисленных субгоризонтальных границ в верхней мантии [5]. Простые соображения показывают, что при прочих равных условиях максимальная доля энергии должна поглощаться вблизи эпицентра данного события [2]. Для районов Тянь-Шаня и Памира наиболее сильное поглощение Sволн соответствует глубинам ~30 - 70 км (нижней коре и верхам мантии) [3, 6]. Снос лучей в районах эпицентров для очагов, расположенных вблизи земной поверхности, на таких глубинах составляет ~30 - 100 км [3]. При обработке данных проведена узкополосная частотная фильтрация, позволяющая не



Поглощение: 1 – пониженное, 2 –промежуточное, 3 – повышенное. Эпицентры сильных землетрясений (с годом события) для $M \ge 6.9$: 4 – M=6.1 - 6.5, 5 – Mw=6.9 - 7.1. 6 – афтершоковые зоны землетрясений 1996г. и 2008 г.

Рисунок 3. Северо-восточный район. Поле поглощения поперечных волн и элементы сейсмичности

учитывать при анализе зависимость добротности от частоты колебаний. Использован фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и шириной 2/3 октавы [7]. Были отобраны и обработаны записи коровых землетрясений с магнитудой, как правило, от 4.0 до 5.5 в диапазоне эпицентральных расстояний ~ 400 -1200 км. В общей сложности обработано более 220 записей событий за 1995 - 2009 гг., полученных станцией Ала-Арча (ААК) – рисунок 1 (врезка).

Анализ данных

Юго-западный район. На рисунке 4 приведены примеры записей землетрясений из юго-западного района, полученных примерно на одинаковых эпицентральных расстояниях.



Сейсмограммы событий: верхняя - к востоку от очаговой зоны Кашмирского землетрясения (23.02.1999 г., φ =34.06° N, λ =74.44° E , Δ =952 км); нижняя – в очаговой зоне (08.06.2007 г., φ =34.25° N, λ =73.68° E, Δ =934 км). Стрелки – время вступления волн Pn и Sn

Рисунок 4. Юго-западный район. Примеры записей землетрясений. Станция ААК, канал 1.25 Гц Видно, что для события из очаговой зоны Кашмирского землетрясения 08.10.2005 г. амплитуда группы волн Sn относительно Pn гораздо меньше, чем для события, произошедшего к востоку от очага. Следует отметить, что для трасс, проходящих по горным районам, на сейсмограммах отсутствует коровая группа Lg. На рисунке 5 приведена зависимость параметра Sn/Pn от эпицентрального расстояния.

Каждая точка на рисунке 5 представляет среднее значение параметра Sn/Pn для участка с линейными размерами, как правило, несколько десятков км. Несмотря на выполненное осреднение, наблюдается достаточно большой разброс данных (от 0.71 до -0.12). Уравнение линейной регрессии имеет вид:

где r – коэффициент корреляции.

Рисунок 6 иллюстрирует зависимость параметра Sn/Pn от эпицентрального расстояния непосредственно в очаговой зоне Кашмирского землетрясения. Как следует из этого рисунка, уравнение линейной регрессии описывается формулой:

Sn/Pn~
$$4.68 - 0.0049 \Delta$$
 (KM), (2)
r = (-0.56).

При пересечении сейсмическими волнами очаговой зоны значение параметра Sn/Pn уменьшается на расстоянии ~90 км в среднем примерно на 0.45.

Неоднородности поля поглощения в югозападном районе показаны на рисунке 1. На нем приведены значения параметра Sn/Pn, «исправленные» за эпицентральное расстояние (отклонения от средней зависимости (1)). Величины Sn/Pn разбиты на три уровня, соответствующие пониженному Sn/Pn



Рисунок 5. Юго-западный район. Зависимость параметра Sn/Pn от эпицентрального расстояния

(Sn/Pn>0.10), промежуточному (0.10≥Sn/Pn≥-0.10) и повышенному (Sn/Pn<-0.10) поглощению S-волн. Из рисунка 1 следует, что поле поглощения в рассматриваемом районе характеризуется большой неоднородностью. В горных областях преобладает промежуточное и высокое поглощение S-волн. На северной окраине Индийского щита (по небольшому числу данных) наблюдается пониженное поглощение. Большой контраст поглощения S-волн имеет место в очаговой зоне Кашмирского землетрясения 08.10.2005 г. Из сопоставления рисунков 1 и 2 видно, что области наибольшего контраста поглощения (на северо-западе очага) соответствует максимальная плотность афтершоков.

Северо-восточный район. На рисунке 7 приведены примеры записей двух землетрясений – афтершока события 19.11.1996 г. и землетрясения к северо-востоку от очаговой зоны. Видно, что для очаговой зоны наблюдается очень низкая величина параметра Sn/Pn по сравнению с записью другого события. Интересно, что для верхней записи, соответствующей трассе через Таримский массив, наблюдается очень интенсивная группа волн Lg.

Рисунок 8 иллюстрирует зависимость параметра Sn/Pn от эпицентрального расстояния для северовосточного района. В данном случае наблюдается еще больший разброс данных, чем для югозападного района (от 1.11 до -0.28). В целом величины Sn/Pn сравнительно слабо уменьшаются с расстоянием, уравнение линейной регрессии имеет вид:

Sn/Pn~
$$0.76 - 0.00040 \Delta$$
 (км), (3)

при этом коэффициент корреляции равен (-0.21), что значительно ниже, чем для юго-западного района.



Рисунок 6. Юго-западный район. Зависимость параметра Sn/Pn от эпицентрального расстояния в я очаговой зоне Кашмирского землетрясения



Сейсмограммы событий: верхняя – к северо-востоку от очаговой зоны землетрясения 19.11.1996 г. (13.11.2007 г., φ =36.76° N, λ =80.05° E, Δ =815 км); нижняя – в очаговой зоне (07.09.2004 г., φ =35.72° N, λ =78.25° E, Δ =833 км). Стрелка - время вступления волн Рп и Sn

Рисунок 7. Северо-восточный район. Примеры записей землетрясений. Станция ААК, канал 1.25 Гц

Карта поля поглощения S-волн для северовосточного района представлена на рисунке 3. При ее построении также использованы отклонения от средней зависимости (3), при этом промежуточному поглощению соответствовал диапазон -0.20≤ Sn/Pn≤0.20. Из рисунка 3 следует, что поглощение резко возрастает при переходе от окраины Таримского массива к горным областям. Наиболее яркая аномалия поглощения S-волн соответствует очаговой зоне землетрясения 19.11.1996 г. Здесь величины Sn/Pn (без коррекции за расстояние) уменьшаются до (-0.39) - (-0.69). Следует отметить, что площадь этой аномалии значительно больше размеров очаговой зоны - она продолжается и к северовостоку от очага. Существенно более слабое поглощение наблюдается в очаговой зоне недавнего сильного землетрясения 20.03.2008 г. Здесь величины Sn/Pn (без коррекции за расстояние) не опускаются ниже (-0.25), несмотря на большее эпицентральное расстояние по сравнению с очагом события 19.11.1996 г. Еще одна область относительно высокого поглощения S-волн намечается на северозападе района (к югу от очага землетрясения 23.08.1985 г. с Мw=7.0).

Особенности афтершоковых процессов сильных землетрясений. Проведено сопоставление афтершоковой активности для очаговых зон трех рассматриваемых сильных землетрясений (таблица). По аналогии с [8] рассмотрен простейший параметр – количество афтершоков с магнитудой mb≥5.0 (N). Для учета различий в энергии главных событий использована как первое приближение зависимость, полученная для периферии Тихого океана [8]:

$$lgNTO = MW - 6.34$$
 (4)

Из таблицы, где приведены значения параметра ΔlgN=lgN-lgN для трех сильных землетрясений, следует, что землетрясениям 08.10.2005 г. и 20.03.2008 г. соответствуют существенно завышенные значения



Рисунок 8. Северо-восточный район. Зависимость параметра Sn/Pn от эпицентрального расстояния

величины ΔlgN, а событию 19.11.1996 г. – резко заниженное значение ΔlgN. Отсюда вытекает, что для первых двух землетрясений наблюдался избыток афтершоков, а для третьего – их дефицит.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные позволяет заключить, что зоны высокого поглощения S-волн в литосфере рассматриваемых районов, скорее всего, не связаны с присутствием частично расплавленных пород, поскольку здесь неизвестен молодой вулканизм [9]. Это позволяет считать, что выявленные аномальные зоны соответствуют относительно высокому содержанию глубинных флюидов. По аналогии с районами Тянь-Шаня и Памира [2, 3], в первом приближении можно принять, что наиболее сильное поглощение поперечных волн наблюдается в диапазоне глубин ~30-70 км – в нижней коре и верхах мантии.

Из рисунков 1, 3 следует, что слабосейсмичным районам – северной окраине Индийского щита и южной части Таримского массива, - соответствует пониженное поглощение S-волн в литосфере, что свидетельствует о низком содержании глубинных флюидов. Этот вывод подтверждается также очень высоким относительным уровнем амплитуд группы Lg, распространяющейся в земной коре [7], для трасс, пересекающих Таримский массив (рисунок 7). Это согласуется с полученными ранее данными [1 - 4, 10], которые говорят о том, что сильные землетрясения происходят. в первую очередь, в районах, характеризующихся присутствием заметной доли флюидов и относительно высокой проницаемостью литосферы.

Для Кашмирского землетрясения 08.10.2005 г., наиболее сильного из рассматриваемых, наблюдается резкое падение значений параметра Sn/Pn при пересечении волнами очаговой зоны (рисунки 5, 6). Однако при дальнейшем увеличении расстояния величина этого параметра снова возрастает, что свидетельствует о проникновении лучей, формирующих группу Sn, глубже литосферного слоя, насыщенного флюидами. Аналогичные эффекты наблюдались ранее в районах Алтая и Тянь-Шаня [2, 3]. В [2] отмечалось также, что количество афтершоков сильных землетрясений резко возрастает в районах, характеризующихся относительно невысоким содержанием флюидов. Сопоставление с характеристиками поля поглощения S-волн показывает, что vменьшению содержания флюидов в рассматриваемых здесь очаговых зонах, соответствует существенное увеличение количества афтершоков. Можно полагать, что причины обнаруженного эффекта состоят в следующем. Ранее указывалось [10], что одна из важных функций сильных коровых землетрясений состоит в высвобождении глубинных флюидов, в результате чего уменьшается, в конечном счете, потенциальная энергия Земли. При этом проницаемость пород земной коры k, от которой зависит скорость подъема флюидов, определяется, в первую очередь, объемной долей жидкой фазы ф (согласно модели Мак-Кензи [11], k~ ϕ^3). В связи с этим при низком содержании флюидов после сильного землетрясения они сравнительно медленно поднимаются в очаговую зону. Большое количество сравнительно сильных афтершоков, вызывающих локальное увеличение проницаемости, обеспечивает

ускорение процесса миграции флюидов. В то же время, возрастание числа афтершоков, скорее всего, связано с относительно большей вязкостью пород в очаговой зоне, куда в результате сильного землетрясения поступает сравнительно малая порция флюидов. Это приводит к тому, что в процессах постсейсмической деформации в очаговой зоне относительно большую роль начинает играть роль не пластическое течение, а подвижки при сравнительно сильных афтершоках (сейсмотектоническая деформация [12]). Обнаруженный эффект может служить отражением самоорганизации геодинамических процессов [13], в конечном счете ведущих к уменьшению потенциальной энергии Земли.

Полученные здесь и ранее [1 - 4, 10] данные свидетельствуют о том, что очаги будущих сильных землетрясений могут быть выделены по аномалиям относительно высокого поглощения S-волн в литосфере. В северо-восточном районе обнаружены две такие аномалии (к северо-востоку от очага 1996 г. и на крайнем северо-западе территории). В зонах этих аномалий целесообразно вести постоянный мониторинг геодинамических процессов с целью возможного среднесрочного прогноза сильных землетрясений.

Литература

- 1. Аптикаева, О.И. Неоднородности литосферы и астеносферы в очаговой зоне Рачинского землетрясения / О.И. Аптикаева [и др.] // Докл. РАН, 1995. Т. 344, № 4. С. 533 538.
- Копничев, Ю.Ф. Картирование поля поглощения поперечных волн в земной коре и верхах мантии Алтая / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2010. Вып.1. С. 93 99.
- Копничев, Ю.Ф. Характеристики поля поглощения короткопериодных поперечных волн в литосфере Тянь-Шаня и Джунгарии и их связь с сейсмичностью /Ю.Ф. Копничев, О.К.Кунакова, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2010. – Вып.1. – С. 111 - 115.
- 4. Копничев, Ю.Ф. Характеристики сейсмичности и поля поглощения S-волн в районе очага Суматринского землетрясения 26 декабря 2004 г. /Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН, 2008. Т. 422, № 5. С. 672 676.
- 5. Копничев, Ю.Ф. О природе короткопериодных сейсмических полей на расстояниях до 3000 км / Ю.Ф. Копничев, А.Р. Аракелян // Вулканология и сейсмология, 1988. № 4. С. 77 92.
- 6. Бакиров, А.Б. (ред.). Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью. Бишкек: Илим. 2006. С. 115.
- 7. Копничев, Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1985. С. 176.
- Singh, S. Regional variations in the number of aftershocks (mb≥5.0) of large, subduction-zone earthquakes Mw≥7.0) / S. Singh, G. Suarez // Bull. Seismol. Soc. Amer., 1988. – V. 78, N 1. – P.230 - 242.
- 9. Спенсер, А. (ред.). Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т.1. С. 452.
- Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации поля поглощения поперечных волн в верхней мантии сейсмически активных и слабосейсмичных районов / Ю.Ф. Копничев, Д.Д.Гордиенко, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология, 2009. – № 1. – С. 49 -64.
- 11. McKenzie, D. The generation and compaction of partially molten rocks // J. Petrol 1984. V.25. P. 713 765.
- 12. Костров, Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. С.176.
- 13. Летников, Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. С. 229.

ОРТАЛЫҚ ЖӘНЕ ОНТҮСТІК АЗИЯНЫҢ ЛИТОСФЕРАСЫНДА ҚЫСҚА ПЕРИОДТЫ S-ТОЛҚЫНДАР ЖҰТЫЛУ ӨРІСІНІҢ БІРТЕКТІ ЕМЕСТІГІ ЖӘНЕ ОЛАРДЫҢ СЕЙСМИКАЛЫЛЫҚПЕН БАЙЛАНЫСЫ

^{1,2)}Копничев Ю.Ф. ¹⁾Кунакова О.К., ¹⁾Соколова И.Н.

¹⁾ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан ²⁾РҒА О.Ю. Шмидт атындағы Жер физикасы институты, Мәскеу, Ресей

Орталық және Онтүстік Азияның екі ауданы (32 және 39° N, 72 және 82° Е арасында) литосферасында қысқа периодты S-толқындар жұтылу өрісін карталауы жүргізілген. Sn және Pn толқындардың мақсималь амплитудаларын талдауында негізделген әдісі қолданылған. 1995 - 2009 ж.ж. Ала Арша станциясымен ~400-1200 км. қашықтығында алынған жерсілкінулердің 220 астам жазбалары өңделген. Үндістан платформасы мен Тарима бәсең сейсмикалы аудандарынан таулы аудандарында S-толқындар жұтылуы едәуір артық болуы анықталған. 1996-2008 ж.ж. болған үш қатты жерсілкінулердің (Мw=6.9 - 7.6) ошақ облыстары біршама жоғары жұтылуымен сипатталатыны көрсетілген. Жұтылу өрісінің сипаттамалары сол оқиғалардың біршама қатты афтешоктардың (mb≥5.0) санымен корреляциясы байқалады. Алынған деректер, жер қыртысында қатты жерсілкінулер дайындалу процессінде терендегі флюидтердің маңызы зор туралы бұрын жасалған қорытындысына сәйкес келеді.

HETEROGENEITIES OF S WAVE ATTENUATION FIELD IN THE LITHOSPHERE OF CENTRAL AND SOUTH ASIA AND THEIR RELATION TO SEISMICITY

²⁾Yu.F. Kopnichev, ¹⁾O.K. Kunakova, ¹⁾I.N. Sokolova

¹⁾Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan ²⁾Institute of the Earth Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Mapping of S-wave attenuation field in lithosphere of Central and South Asia (between 32 and 39° N, 72 and 82° E) was done. Method of maximum amplitude ratio for Sn and Pn waves was applied. More than 220 earthquake records were analyzed, which were obtained in 1995-2009 by Ala-Archa (AAK) station at distances of ~400 - 1200 km. It was found that S-wave attenuation field was higher in mountain region than in weak seismicity areas of Indian platform and Tarim. It was shown that focal area of three strong earthquakes (Mw=6.9 - 7.6), which occurred in 1996 - 2008, are peculiar with relatively increased attenuation of short-period S waves. Correlation of attenuation field features with a number of relatively strong aftershocks (mb \geq 5.0) of these events was observed. The obtained data agree with previous conclusions on significance of deep fluids in preparation processes of large earthquakes.

ОБ ОДНОМ СТАТИСТИЧЕСКОМ МЕТОДЕ РАСПОЗНАВАНИЯ ВЕКТОРНЫХ ОБЪЕКТОВ, ИМЕЮЩИХ БИНАРНЫЕ СОСТОЯНИЯ (НА ПРИМЕРЕ СОСТАВОВ АМФИБОЛОВЫХ АСБЕСТОВ И ИХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ АНАЛОГОВ)

¹⁾Мурзадилов Т.Д., ²⁾Бейсеев О.Б., ¹⁾Гринштейн Ю.А.

¹⁾Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан ²⁾Казахский национальный технический университет, Алматы, Казахстан

Предложена методика распознавания многопризнаковых объектов, которые могут относиться к двум различным физическим состояниям. На примере составов амфиболовых асбестов и их кристаллических аналогов показана технология такого распознавания и интерпретация полученных результатов.

При выполнении ряда прикладных и исследовательских работ возникают задачи распознавания (классификации) многопризнаковых объектов с отнесением их к одному из двух возможных состояний (классов). Часто признаки слабо различимы и определение принадлежности векторного объекта к одному из классов затруднительно. Примерами таких задач являются разделение природных и техногенных событий по сейсмическим записям, различение геоэкологически опасных и безопасных участков в местах проведенных ядерных испытаний по результатам их комплексного изучения, выделение рудоносных и нерудоносных площадей по поисковым критериям, отнесение произвольного многоатомного вещества с развитым изоморфизмом элементов к одному из фазовых состояний и др.

Существует множество алгоритмов решения подобных задач, разрабатываемых с середины прошлого столетия, объединенных как распознавание векторных объектов [1 - 6]. Используются как алгебраические, так и статистические методы (отдельную группу составляют решения с использованием нейронных сетей). В [1] рассмотрена взаимосвязь процессов распознавания теории групп с построением соответствующих алгоритмов, которые наиболее успешно применяют при распознавании непрерывных двумерных образов. В [2] описана центральная проблема поиска информативных фрагментов признаковых описаний объектов. Уделено внимание логическим функциям, в частности, методам преобразования нормальных форм булевых функций, а также теории покрытия булевых и целочисленных матриц. Работа [3] посвящена задачам обучения на прецедентах и их наиболее распространённой разновидности - задаче классификации и восстановлении регрессии. В [4] задача сведена к типовым проблемам помехоустойчивости of-line анализа и распознавания структурных данных в виде числовых и векторных последовательностей, включающих повторяющиеся, чередующиеся и перемежающиеся информационно значимые фрагменты или векторы. Как результат представлено решение одной из таких задач с обоснованием полиноминального алгоритма, который явился ядром помехоустойчивого распознавания. В [5] приведен алгоритм распознавания с использованием алфавита классов, которые образуют базис распознавания для зашумленных сигналов в виде линейных комбинаций. В качестве меры близости использованы скалярные произведения распознаваемых сигналов с элементами алфавита. Работа [6] посвящена статистическим методам распознавания много признаковых объектов. В качестве алгоритмов распознавания исследованы функции распределения признаков, и на их основе сформулированы решающие правила дискриминация согласно законам распределения, увеличение достоверности узнавания на основе увеличения числа признаков. В методологическом плане решение проблемы распознавание объектов в целом достаточно однотипны. Различия заключаются в используемом математическом аппарате. При этом можно выделить методы алгебраические и статистические, которые, в свою очередь, оперируют с непрерывными и дискретными величинами описания. Показано, что принципиальной разницы между непрерывностями и дискретностью нет; переход от первого ко второму осуществляется алгоритмами дискретизации. Основные различия разных методик в основном заключаются в определениях мер, алгоритмах оптимизации и решающих функциях.

В статье рассмотрена методика, которая в формальной части подобна [2] применительно к постановке задачи для бинарных векторов. Отличительными особенностями предлагаемой методики являются алгоритм преобразования непрерывных признаков в векторный объект, а также форма решающей функции, которая аксиоматически строится на условно названных псевдопотенциалах объектов обучающих классов. Методика уменьшает объём вычислительных операций при достижении приемлемой точности распознавания.

Постановка задачи

Пусть в результате некоторых предварительных исследований выявлены объекты, описываемые совокупностью «п» признаков, которые могут находиться в двух различных состояниях. При этом признаки могут быть как числовыми величинами, так и качественными характеристиками. Предлагаемая методика ориентирована на работу с числовыми признаками, поэтому первый этап обработки содержит операции перевода качественных признаков в числовые значения, например, методами экспертных оценок. В случае описания признаков в виде непрерывных функциональных зависимостей (например, сейсмограммы и т.п.) проводится их векторизация.

Предлагается следующий подход к подготовке данных. Пусть выборка объектов, относящихся к первому состоянию, содержит k1 объектов, а выборка объектов, относящихся ко второму состоянию - k2 объектов. Условно эти выборки названы *первичными словами*, а их объединение - *первичным словарём*. Такой словарь содержит всего два слова (соответствующих двум состояниям). В рассмотрение введена система различных квазипериодических ограниченных признаков, подобных функциям, произвольные функций «фр» в количестве «p0» (фр могут быть элементами первичного словаря, извлеченными из него случайным образом)

Интегралы свёртки каждого из объектов первичного словаря на множестве базисных функций ϕ_p могут быть вычислены по алгоритму:

$$\theta I_{i1,p1} = \int_{-\infty}^{\infty} S1(t) \cdot \varphi_{p1}(t) dt \quad i1 = 0, 1, \dots, k1 \quad p1 = 0, 1, \dots, p0,$$

$$\theta 2_{i2,p1} = \int_{-\infty}^{\infty} S2(t) \cdot \varphi_{p1}(t) dt \quad i2 = 0, 1, \dots, k2 \quad p1 = 0, 1, \dots, p0.$$

$$(1)$$

Здесь: SI(t) и S2(t) – непрерывные функции (признаки) из первичного словаря, соответствующие первому и второму словам; φ_{p1} – базисные функции; $\theta I_{il,p1}$ и $\theta 2_{i2,p2}$ – матрицы, столбцы которых соответствуют векторным образам слов из первичного словаря; i1 и i2 – номера слов первого и второго состояний (из первичного словаря); p1 – номер базисной функции.

Таким образом, каждому элементу «i1,i2» из первичного словаря (непрерывной функции) ставится в соответствие вектор « $\theta_{i,p}$ », то есть, производится операция векторизации непрерывных величин. Совокупность векторных образов непрерывных величин (признаков) и названа *словарём*.

Состояния объектов обычно являются размытыми множествами и их признаки могут взаимно перекрываться. Поэтому их можно рассматривать как случайные величины, принадлежащие одной обобщённой выборке, одна часть элементов которой реализуется с некоторой вероятностью w в одном состоянии, а другая часть с вероятностью 1-w в другом состоянии. Исходя из этого положения, можно оценить статистические характеристики признаков из элементов словаря, которые будут характеризовать пределы их числовой изменчивости. В данной методике в качестве таких параметров, выбраны общепринятые статистики, а именно: среднеквадратичное отклонение (или дисперсия) и среднее по признакам объединённой выборки из слов словаря [7].

$$sr0_{p} = \frac{1}{N0-1} \cdot \sum_{i=0}^{N0} B0_{i}^{p},$$

$$\sigma0_{p} = \frac{1}{N0-1} \cdot \sum_{i=0}^{N0} (B0_{i}^{p} - sr0_{p})^{2}.$$
(2)

Здесь: $sr\theta_p$ и $\sigma\theta_p$ – средний вектор и средний вектор дисперсии признаков слов из словаря; $B\theta_i^p - p^{bit}$ вектор из объединённой выборки слов из словаря; $N\theta$ – общее число объектов в словаре ($N\theta=k1+k2$); $p=0,1,...,p\theta$.

Приведённое расстояние, или просто расстояние, между элементом из словаря и некоторым произвольным вектором подобной же природы, определено в данной методике как квадратичная форма, основанная на статистиках (2),

$$L(X,i) = \sum_{p=0}^{p_0} \frac{\left(x_p - B0_i^p\right)^2}{\sigma_p},$$

$$X = \left(x_0, x_1, \dots, x_{p_0}\right).$$
(3)

Здесь: X – произвольный вектор, не принадлежащий словарю; x_i – координаты вектора X; $L(X,BO_i)$ – приведённое расстояние от элемента номера і из словаря до произвольной точки с координатами $(x_0,...,x_{p0})$.

Принятое определение расстояния является не единственным. Так, учёт смешанных статистических моментов второго порядка будет отличаться от (3) тем, что изоповерхности постоянства расстояния будут эллипсоидами, повёрнутыми относительно осей координат на некоторые угол, определяемый этими моментами. В случае варианта (3), полуоси эллипсоида L=Const совпадают с осями координат.

Поскольку бинарная система векторных объектов, как уже отмечено выше, эквивалентна словарю, состоящему из двух слов, но произнесённых на различных «диалектах», в соответствие с этими словами бинарного словаря рассмотрена некая единая характеристика для оценки близости любого другого объекта, не входящего в словарь, но имеющего ту же природу. Для этого аксиоматически введено понятие псевдопотенциала слова, определяемого на множестве объектов словаря по следующему алгоритму.

$$\psi a(X) = \frac{Nk}{Na + Nk} \cdot \sum_{i=0}^{Na} \exp\left[-L(X, i1)\right],$$

$$\psi k(X) = \frac{Na}{Na + Nk} \cdot \sum_{i=0}^{Na} \exp\left[-L(X, i2)\right].$$
(4)

Здесь: $\psi a(X)$ и $\psi k(X)$ – псевдопотенциалы первого и второго слова, соответственно; *Na* и *Nk* – число объектов, соответствующих первому и второму слову в словаре; *i1* и *i2* - номера объектов в словаре, соответствующих первому и второму слову.

В (4) множители перед суммами являются весовыми параметрами, учитывающими различность

числа объектов, ассоциируемых с первым и вторым словом в словаре. Мера близости неизвестного объекта X к одному из слов (состоянию) может быть определена согласно выражению:

$$Wa(X) = \frac{\psi a(X)}{\psi a(X) + \psi k(X)},$$

$$Wk(X) = 1 - Wa(X) = \frac{\psi k(X)}{\psi a(X) + \psi k(X)},$$
(5)

где Wa(X) и Wk(X) – вероятность принадлежности любого объекта X к первому и второму слову (состоянию).

Все объекты X, для которых первое выражение из (5) Wa(X) > 0.5, можно относить к объектам, находящимся в первом состоянии, или отражающим первое слово из словаря. Объекты, для которых Wa(X) < 0.5 можно отнести к объектам, находящимся во втором состоянии, или к объектам соответствующим второму слову из словаря. При Wa(X)=0.5объект с равной вероятностью может быть диагностирован одним из слов.

Описанная методика опробована на примере оценки состава природных амфиболов для определения принадлежности (распознавания) объекта с произвольным составом к асбестовой разности, или к кристаллическим разностям. Такая постановка вопроса имеет практическое значение особенно при их искусственном синтезе. Эти минералы, с заданными физическими свойствами, используются в качестве наполнителей в различных композиционных материалах, предназначенных для атомной промышленности, а также для авиационного и аэрокосмического использования.

Природные минеральные формы амфиболов (родуситы, тремолиты, актинолиты, антофиллиты и др.) имеют общую кристаллохимическую формулу $X_2Y_5[Z_8O_{22}](0H,F,Cl)_2$ или $(Na,K,Ca,Fe,Mg)_2$ (Fe⁺², Fe⁺³,Al⁺³,Ti, Mn,Mg)₅[(Si,Al,Ti)₈O₂₂] (0H,F,Cl)₂. В них

широко развит изоморфизм между отдельными атомами из списка элементов кристаллохимической формулы, что означает широкий разброс содержаний элементов при отображении на диаграммах состава. В [8] приведены результаты химического анализа родусит-асбестов и родуситов (весовые проценты). Анализы выполнены в различное время и различными авторами и сведены в общую таблицу. Там же приведена обширная библиография, относящаяся к этим анализам. С использованием таблицы из [8] в соответствии с предлагаемой методикой выделено две выборки химических анализов: родусит- асбеста и родусита. Выборки составили бинарный словарь из двух слов, условно - «асбест» и «кристалл». Каждый элемент словаря - это вектор с размерностью, равной четырнадцати. Поскольку многомерные объекты не возможно графически отобразить на двумерной плоскости, то в качестве примера на рисунке 1 показан разброс анализов элементов словаря в зависимости от произвольных пар различных компонентов из сформированных выборок «асбест - кристалл».

Как видно из рисунка 1, в двумерном пространстве признаков поля родусит-асбеста и кристаллического аналога родусита существенно перекрываются, так что говорить о выделении некоторых областей, преимущественных содержаний той или иной разновидности рассматриваемого минерала, не приходится. Следовательно, можно обсуждать только вероятностную приуроченность любого вектора состава к данным разновидностям в наперёд заданной точке многомерного пространства признаков (компонент векторов химических анализов.

На рисунке 2 приведены результаты распознавания элементов словаря по значению вероятности Wa принадлежности к асбестовой разновидности родусита по результатам применения вычислительных алгоритмов (2) – (5).



Рисунок 1. Распределение содержаний компонентов родусит-асбеста и родусита в системе координат пар компонентов



Рисунок 2. Результаты распознавания элементов словаря по значению вероятности Wa принадлежности к родуситасбесту (верхняя кривая) и родуситу (нижняя кривая)

Как видно из рисунка 2, алгоритм (2) - (5) чётко распознаёт принадлежность анализов родуситов к той или иной разновидности: для родусит-асбестов 1>Wa>0.5, для родуситов 0<Wa<0.5. Применительно к данному конкретному использованию методики распознавания, величина Wa названа коэффициентом волокнистости, подобно аналогичному параметру, примененному в [2]. Однако в отличие от [2], где выделены только две, существенно перекрывающиеся области признаков, коэффициент Wa(X>0.5) и



X<стехиометрических границ) отображает векторы составов на многосвязные области. То есть, области составов одной из разности минерала могут быть множественны, и «разбросаны» по полю всех допустимых состояний данного объекта, что позволяет практически однозначно распознавать принадлежность произвольного состава к одному из состояний.

Полученные результаты по асбестам представляют и практический интерес, особенно при их искусственном синтезе. Знание изменчивости габитуса синтезируемых кристаллов в зависимости от состава исходной шихты позволяет целенаправленно получать минералы с заданными свойствами. Так, например, построив парные «фазовые» диаграммы составов, можно планировать изменение компонентов для получения той или иной разности минерала. На рисунках 3 и 4 приведены диаграммы «состав – вероятность» для родусита в системе координат SiO₂ – Al₂O₃, Al₂O₃ – FeO, FeO – CaO и Al₂O₃ - H₂O+. При этом остальные, неизменяемые, компоненты состава равны средним по объединённой выборке асбест – кристаллический аналог.



Рисунок 3. Диаграммы «состав – вероятность» для родуситов в системе координат



Рисунок 4. Диаграммы «состав – вероятность» для родуситов в системе координат изменяемых компонентов

Тёплые цвета на приведенных рисунках соответствуют повышенной вероятности асбестовых разностей родусита, холодные цвета – пониженной вероятности. Как можно видеть из рисунков 3-4, для асбестовых разностей минерала характерны повышенные содержания Al, Ca и кристаллизационной воды H_2O+ . Это, по-видимому, может быть объяснено тем, что алюминий и кальций могут изоморфно замещать атомы железа и магния в кристаллохимической формуле амфиболов. Повышенное содержание кристаллизационной воды указывает на то, что родусит-асбест образуется при более низких температурах и более равновесных условиях кристаллизации.

Аналогичные вычислительные операции проведены с использованием множества анализов тремолитов, актинолитов и антофиллитов. На рисунке 5 приведены результаты тестирования предложенной методики для распознавания элементов словаря (составов асбестов и кристаллических аналогов). И в данном случае, предлагаемый алгоритм распознавания чётко разделяет одну форму минералов от другой: для асбестов 1>Wa>0.5, для их кристаллических аналогов – 0.5>Wa>0.

На рисунках 6 – 8 приведены диаграммы – вероятности для тремолита, актинолита и антофиллита с



исходным средним составом минерала, рассчитанные при вариации различных двух признаков (компонентов состава) по формулам (2) – (5).





Рисунок 5. Результаты распознавания по Wa состава

Рисунок 6. Диаграммы «состав – вероятность» для тремолита в системе парных координат

Как можно видеть из рисунков 6 – 8, общей закономерностью, в приведённых вариациях парных компонентов состава, является повышенное содержание кристаллизационной воды и окиси алюминия в волокнистых разностях анализируемых минералов. Это, как и было отмечено выше, по-видимому, связано с развитием изоморфных замещений в кремнекислородных цепочках части атомов кремния на алюминий, вызывающей «не скомпенсированную валентность» граней роста кристаллов в направлении естественной анизотропии кристаллической структуры, то есть, образование волокон. Повышенное содержание кристаллизационной воды, указывает на то, что волокнистые разности минералов образуются из менее концентрированных растворов, при равновесных условиях и более низких температурах.

Следует отметить, что приводимая интерпретация двухкомпонентных диаграмм «состав – вероятность» связана только с вариациями содержания приведённых компонентов, при равенстве содержаний остальных **среднему** по объединённой выборке. Очевидно, что при других содержаниях постоянных компонентов состава, закономерности диаграмм «состав – вероятность» могут оказаться иными.

Таким образом, на примере составов амфиболовых асбестов и их кристаллических аналогов показано, что предложена методика, которая позволяет на вероятностном уровне с достаточно большой степенью достоверности распознавать векторные объекты с бинарными физическими состояниями. Показано, что по результатам такого распознавания можно делать некоторые выводы о природе физикохимических явлений, приводящих к наблюдаемым следствиям. Предложенная методика, после соответствующих обобщений может быть использована для распознавания других классов событий объектов, в том числе для компьютерного распознавания устной речи.



Рисунок 7. Диаграммы «состав – вероятность» для актинолита в парных системах координат



Рисунок 8. Диаграммы «состав – вероятность» для антофилита в системах парных координат

Литература

- 1. Ричардсон, Дж. М. Распознавание образов и теория групп / Дж.М. Ричардсон. Перевод на русский язык. М.: Мир, 1981.
- 2. Дюкова, Е. В. Дискретные (логические) процедуры распознавания: принципы конструирования, сложность реализации и основные модели / Е.В. Дюкова. М.: 2003.
- 3. Воронцов, К. В. Локальные базисы в алгебраическом подходе к проблеме распознавания. Диссертация на соискание учёной степени к. ф-м н. / К.В. Воронцов / М. : РАН, вычислительный центр, 1999.
- Долгушев, А. Об одной задаче распознавания последовательности, включающей повторяющийся вектор / А. Долгушев, А. Кельманов // [Электронный ресурс] - Режим доступа: http://www.foibg.com/ibs_isc/ibs-08/ibs-08-p13.pdf, свободный. – Загл. с экрана.
- 5. Фурман, Я.А. Распознавание векторных сигналов, представленных в виде линейных комбинаций / Я.А. Фурман // Радиотехника и электроника – т. 55, №6 – С. 670 – 681.
- 6. Лившиц, Ю. Статистические методы распознавания образов / Ю. Лившиц // Курс лекций, М.: 2005.
- 7. Корн, Г.К. Справочник по математике для научных работников и инженеров / Г.К. Корн, Т.К. Корн, // М.: 1971. С. 610 613.
- Бейсеев, О.Б. Амфиболовые и продольно волокнистые хризотиловые асбесты: Условия формирования, минералоготехнологические особенности и пути комплексного использования руд и рационального освоения месторождений (на примере Казахстана). Докторская диссертация / О.Б. Бейсеев // Алматы, 1990.

БИНАРЛЫҚ КҮЙІ БАР ВЕКТОРЛЫҚ ОБЪЕКТІЛЕРІН ТАНУЫНА БІР СТАТИСТИКАЛЫҚ ӘДІСІ ТУРАЛЫ (АМФИБОЛДЫҚ АСБЕСТЕРДІҢ ЖӘНЕ ОЛАРДЫҢ КРИСТТАЛДЫҚ АНАЛОГТАРЫНЫҢ ҚҰРАМЫ ҮЛГІСІНДЕ)

¹⁾Мурзадилов Т.Д,.²⁾Бейсеев О.Б, ¹⁾ Гринштейн Ю.А.

¹⁾ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан ²⁾Қ. Сәтібаев атындағы Қазақ ұлттық техникалық үниверситеті, Алматы, Қазақстан

Әр түрлі екі физикалық күйлеріне жататын көп нышанды объектілерін тану әдістемесі ұсынылған. Сондай танудың технологиясы мен алынған нәтижелерін пайымдауы амфиболдық асбестер мен оның кристаллдық аналогтары үлгісінде көрсетілген.

STATISTICAL METHOD FOR RECOGNITION OF VECTORIAL OBJECTS WITH BINARY CONDITIONS (ON THE EXAMPLE COMPOSITION AMPHIBOLES ASBESTOS AND THEIR CRYSTALLINE ANALOGUES)

¹⁾T.D. Murzadilov, ²⁾O.B.Beyseyev, ¹⁾Yu.A.Grinshtein

¹⁾Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan ²⁾Kazakh National Technical University after K.Satpayev, Almaty,Kazakhstan

The methods of the recognition multi-indicative objects which have two different physical conditions has been proposed. On the example composition amphiboles asbestos and their crystalline analogues is shown the technology of such recognition and interpretation got result. УДК 553 (092)

И.П. ПАСЕЧНИК И СЕЙСМИЧЕСКИЙ МЕТОД ОБНАРУЖЕНИЯ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ В СЛУЖБЕ СПЕЦИАЛЬНОГО КОНТРОЛЯ (К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

Васильев А.П.

Служба специального контроля Министерства обороны Российской Федерации, Москва

Оценивается роль и значение вклада Ивана Петровича Пасечника в становление сейсмического метода контроля за проведением ядерных испытаний в увязке с этапами становления и развития Службы специального контроля.

В 1950 г. Иван Петрович Пасечник (фото 1,2) успешно защитил диссертацию на соискание учёной степени кандидата физико-математических наук на тему «Исследование контакта сейсмографа с почвой», а в 1951 г. как сотрудник отдела по прогнозу землетрясений Геофизического институт Академии наук СССР (ГЕОФИАН), руководимого тогда академиком Г.А. Гамбурцевым, возглавил экспедицию в Боровое для проведения испытаний высокочастотного электромагнитного сейсмографа Гамбурцева с большой инертной массой. Во время очередного сеанса регистрации, 24 сентября 1951 г., фотогальванометрический комплект аппаратуры случайно зарегистрировал сейсмические волны от наземного ядерного испытания, проведённого на Семипалатинском полигоне. Как отмечает в своих воспоминаниях Д.Д. Султанов [1, 3], «...эта высокого качества сейсмограмма *впервые* познакомила Г.А. Гамбурцева с характерными особенностями сейсмического сигнала, возбуждаемого воздушным ядерным взрывом...».



Фото 1. Профессор Пасечник И.П. – заведующий сейсмометрической лабораторией ИФЗ АН СССР с 1954 по 1988 гг., лауреат Ленинской премии 1958 г.

Возможны возражения специалистов относительно того, что сейсмические волны от ядерного взрыва впервые зарегистрированы вдали от полигона 29 августа 1949 г., и что существует документально подтвержденная рассекреченная и опубликованная Справка о результатах обработки и анализа сейсмограмм на имя Л.П. Берия, подписанная научным сотрудником ГЕОФИАН Ф.И. Монаховым [2]. Однако можно почти с полной уверенностью утверждать, что в силу действовавшего строжайшего режима секретности в отношении всего, что касалось атомного проекта, директор ГЕОФИАН академик



Фото 2. Пасечник И.П. при опробовании сейсмоакустического излучателя

Г.А. Гамбурцев не видел ни сейсмограмм, ни справки Ф.И. Монахова. Более того, по свидетельству Д.Д. Султанова, даже случайная запись сейсмического сигнала ядерного взрыва, зарегистрированного экспедицией И.П. Пасечника в Боровом, по требованиям секретности была уничтожена [3, 4]. Тем не менее, случайная сейсмограмма, полученная в Боровом в 1951 г., и редкие в то время зарубежные публикации о регистрации ядерных взрывов позволили Г.А. Гамбурцеву в декабре 1951 г. выйти в Первое Главное управление при Совете Министров СССР с предложением о создании системы обнаружения ядерных взрывов, производимых на полигонах всего Земного шара. Это предложение начало реализовываться уже с 06 февраля 1954 г., когда вышло распоряжение Совета Министров СССР о создании в составе ГЕОФИАН сейсмометрической лаборатории и строительстве для неё двух высокочувствительных сейсмических станций. С тех пор и до 1988 г. И.П. Пасечник бессменно возглавлял эту лабораторию. Поскольку распоряжение от 6 февраля 1954 г. явилось самым ранним правительственным документом о совершенствовании методов дальнего обнаружения ядерных взрывов, эту дату с полным основанием можно считать и датой зарождения в СССР системы дальнего обнаружения ядерных взрывов [5].

НА САМОЙ РАННЕЙ СТАДИИ ВНЕДРЕНИЯ

Решение об использовании сейсмического метода обнаружения ядерных взрывов в лабораториях специального контроля 6 Управления Министерства обороны было принято в середине 1957 г., сразу же после переподчинения Службы наблюдения за ядерными взрывами этому Управлению. К этому времени в сейсмометрической лаборатории ГЕОФИАН (с 1956 г. - Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта АН СССР - ИФЗ) уже были разработаны теоретические и аппаратурные основы метода, которые позволяли успешно осуществлять регистрацию сейсмических сигналов от зарубежных и отечественных ядерных испытаний. В основном это проводилось двумя полевыми сейсмическими станциями: «Михнево» («Земля Гамбурцева») под Москвой и «Кульдур» («Гамбурцево») в Хабаровском крае, - построенными по распоряжению Совмина СССР от 6 февраля 1954 г. Министерством среднего машиностроения. Особую роль в экспериментальной регистрации отечественных испытаний играли временные сейсмические пункты в ближней зоне, создаваемые в радиусе до 300 км от Семипалатинского и Новоземельского полигонов, отрядами сейсмометрической лаборатории, возглавляемой Д.Д. Султановым. С 1955 г. в составе Советской Антарктической экспедиции также начали действовать сейсмические станции, созданные и эксплуатируемые сотрудниками сейсмометрической лаборатории. Все станции были оснащены штатной сейсмической аппаратурой, адаптированной для регистрации сигналов от ядерных взрывов [3, 4].

В лабораториях спецконтроля, которых к тому времени было всего 4 (три на Дальнем Востоке и одна в г. Кирове), о сейсмическом методе знали только их руководители, для которых в 1956 г. Службой специального наблюдения была организована однодневная экскурсия на станцию «Михнево». Лаборатории в это время были оснащены макетными образцами аппаратуры радиотехнического, акустического и аэрозольного методов. Первыми в Министерстве обороны сейсмическим методом дальнего обнаружения начали заниматься в научноисследовательском отделе ЦНИИ МО (Центральный научно-исследовательский институт Министерства обороны), созданном в 1957 г. для проведения исследований и разработок в интересах спецконтроля. Первый начальник этого отдела полковник Н.Г. Алексеев в связи с этим вспоминал: «...Вторая группа занималась сейсмикой. Наиболее яркими фигурами в ней были Толченков Г.А. (руководитель) и Галентовский С.П. (заместитель). Сейсмика для Службы была делом новым, и группе пришлось практически начинать с нуля. Конечно, многое было почерпнуто из опыта этой древней науки, но технических средств, реализующих оперативность и другие достоинства метода, просто не существовало...». За помощью в визуализации сигналов обратились к «маститым» сейсмологам Института физики Земли АН СССР. И.П. Пасечник и С.Д. Коган были категорически против оперативного канала видимой записи на самописце - никто до этого не вторгался в систему сейсмоприёмник - гальванометр, предложенную академиком Голицыным. Эта причина существовала объективно, но поскольку было поручено обеспечить видимую запись сейсмических сигналов, это было осуществлено в виде разработки КСАФ-58 - комплекта сейсмической аппаратуры с фотоэлектронным усилителем постоянного тока образца 1958 г.... Сам Е.Ф. Саваренский, возглавлявший в то время центральную сейсмическую станцию «Москва», по достоинству отметил наше достижение и попросил изготовить такой же комплект для него. Вскоре в мастерских 12 ЦНИИ МО было изготовлено нужное количество КСАФ-58 и ими были оснащены все лаборатории Службы специального сейсмического контроля (ССК) и станция «Москва» [6]. Сохранились воспоминания о начале работ непосредственного руководителя сейсмической группы Г.А. Толченкова: «...Во время первого посещения нашего отдела А.И. Устюменко просил приехать к нему и обещал меня, как отвечающего за сейсмический метод, познакомить с И.П. Пасечником, руководившим специальной лабораторией в ИФЗ, имевшей уже опыт регистрации сейсмических возмущений при ядерных взрывах на Семипалатинском полигоне и в Неваде...Вскоре я посетил А.И. Устюменко. Более детально познакомился с задачами по сейсмическому методу. Он связал меня с И.П. Пасечником, который обещал нам помочь и детально познакомить с работой своей лаборатории. В лальнейшем ИФЗ для нас стал родным домом... Как сейчас помню первую встречу и знакомство с кандидатом физико-математических наук, в последующем доктором наук, профессором И.П. Пасечником в здании ИФЗ на Б. Грузинской улице. Встретил он меня тепло, как говорится, по-братски. Когда я начал излагать ему, какие большие и сложные задачи поставлены перед нами, он лукаво улыбнулся и сказал совершенно откровенно: «Ну, что же, вы сможете это сделать, ведь сейсмология для вас дело совершенно тёмное». Иван Петрович познакомил Г.А. Толченкова и всех сотрудников его группы, которым предстояло осваивать сейсмический метод обнаружения, с ведущими учёными сейсмометрической лаборатории - С.Д. Коган, Н.Е. Федосеенко, Г.Г. Дашковым (начальником подмосковной станции «Михнево», где вся группа Толченкова в полном составе побывала в командировке для детального ознакомления с организацией сейсмических наблюдений и обработки сейсмограмм) [7].

В начальный период создания ССК

13 мая 1958 г. вышло Постановление ЦК КПСС и Совета Министров СССР «О мероприятиях по созданию системы контроля за испытаниями ядерного оружия». С этого времени в Министерстве обороны начался новый этап в освоении сейсмического метода дальнего обнаружения ядерных взрывов . В соответствии с пунктом 4 этого Постановления Академии наук предписывалось: «...а) создать на базе полевой научной станции № 1 Института физики Земли комплексный демонстрационный пункт обнаружения ядерных взрывов; в) обеспечить выполнение в Институте физики Земли в 1958-1959 гг. научноисследовательской работы «Сирень». Основным исполнителем этих работ в Академии наук была определена сейсмометрическая лаборатория И.П. Пасечника [8]. Заказчиком выступил формируемый в ССК по этому же постановлению Научный вычислительнообрабатывающий центр (НВОЦ), где наиболее опытным научным сотрудником был В.И. Цыбульский, пришедший после годичной работы в сейсмической группе Г.А. Толченкова отдела Н.Г. Алексеева. Другими сотрудниками были только что закончившие военные инженерные и технические заведения В.М. Никольский, В.Н. Куприянов и др. Для всех И.П. Пасечник явился первым наставником в изучении основ сейсмологии и сейсмометрии. Он и сотрудники лаборатории С.Д. Коган, Н.Е. Федосеенко, Д.Д. Султанов щедро делились знаниями с офицерами, будущими первыми военными сейсмологами. Основой для обучения были материалы регистрации атмосферных ядерных и крупных химических взрывов, землетрясений, полученные сейсмометрической лабораторией. Сотрудники этой лаборатории оказывали практическую помощь в обработке и анализе сейсмических записей, безотказно консультировали своих военных коллег, приглашали на научные семинары, проводили специализированные сборы и инструктажи, помогали в получении инструментов, таблиц и приспособлений, необходимых для обработки сейсмограмм. И.П. Пасечник и С.Д. Коган стали на долгие годы неофициальными научными руководителями военных сейсмологов ССК и НВОЦ, в то время как Е.Ф. Саваренский и Д.П. Кирнос – официальными научными руководителями научно-исследовательского отдела спецконтроля в ЦНИИ МО.

В феврале 1959 г. на Женевских трёхсторонних переговорах от американской делегации были получены «новые сейсмические данные» о регистрации 5 подземных ядерных взрывов США, которые, по их мнению, ставили под сомнение выводы Конференции экспертов 1958 г. о пороге и дальности регистрации ядерных взрывов сейсмическим методом. В сейсмометрической лаборатории ИФЗ был проведён тщательный анализ полученных записей совместно с отечественными данными по крупным химическим взрывам. В течение 6 месяцев к работам по этому ответственному анализу были привлечены представители НВОЦ подполковник В.И. Цыбульский и лейтенант Пропирный. Одновременно они получили прекрасные уроки профессиональной обработки сейсмограмм. Материалы проведённой работы были использованы советской делегацией на заседаниях рабочей группы в Женеве и были опубликованы в статье «Результаты сейсмических наблюдений при подземных ядерных взрывах и тротиловых взрывах» (Труды Института физики Земли, №15/1960) [9]. Постепенно сотрудники НВОЦ осваивали премудрости сейсмической науки и научились выполнять функции заказчика при проведении НИР «Сирень» и других тем, а также обеспечивали поставку в лаборатории спецконтроля дефицитной сейсмической аппаратуры, оказывали помощь в её освоении, разрабатывали для лабораторий спецконтроля инструкции по установке и настройке сейсмической аппаратуры, методики по организации наблюдений и по обработке сейсмических записей. Но этого оказалось недостаточно для уверенного обнаружения сигналов от ядерных взрывов, особенно небольшой мощности.

В ПЕРИОД СТАНОВЛЕНИЯ ПУНКТОВ СЕЙСМОНАБЛЮДЕНИЙ В ССК

Излишние спешка, экономия средств и недостаток опыта привели к тому, что первые капитальные сооружения в лабораториях для установки сейсмических датчиков были построены без учёта мнения учёных о необходимости тщательного выбора места размещения, обязательного заглубления приборных сооружений для установки сейсмодатчиков непосредственно на коренные плотные породы, создания стабильных помещениях температурнов влажностных условий, как это было сделано на станциях «Михнево» и «Кульдур». Поэтому сформированные в лабораториях каналы фото и видимой записи не смогли сразу обеспечить необходимую эффективность регистрации сейсмических волн от ядерных взрывов. Оперативные возможности каналов на основе КСАФ-58 и электро-механического фильтра оставались долгое время не использованными.

После заключённого в августе 1963 г. Первого Московского договора о запрещении испытаний в атмосфере, под водой и в космическом пространстве сейсмометрическая лаборатория И.П. Пасечника продолжала выручать ССК. В систему сейсмических наблюдений ССК были включены 13 сейсмических станций АН СССР, оснащённых аппаратурой, имеющей оптимальное увеличением и полосу пропускания, соответствующие рекомендациям сейсмометрической лаборатории. Эти станции получили название автономных сейсмических пунктов МО (АСП). И только спустя несколько лет, в середине 1960-х годов в результате упорных поисков были подобраны места с благоприятными сейсмогеологическими условиями, которые позволили реализовать высокую чувствительность сейсмических каналов в лабораториях спецконтроля. Придавая большое значение сейсмическому методу, в 1966 г. в лабораториях спецконтроля из состава группы технических средств наблюдения была выделена отдельная группа - геофизических средств наблюдения с приоритетом сейсмических наблюде-



Фото 3. Пленарное заседание на Конференции в Женеве, 1958 г.

При активном участии И.П. Пасечника – члена советской делегации, эксперта по сейсмическому методу, - на конференции была спроектирована система контроля для обнаружения и идентификации ядерных взрывов на случай возможного запрещения ядерных испытаний. В этой системе сейсмический метод был определен одним из основных. На станциях системы рекомендовалось устанавливать по три комплекта трёхкомпонентной сейсмической аппаратуры: короткопериодной с высоким увеличением (для регистрации объёмных волн), широкополосной с небольшим увеличением (для регистрации всех типов волн от ядерных взрывов и землетрясений) и длиннопериодной (для регистрации поверхностных волн). Рекомендовалось также создание систем группирования станший из 20 – 100 вертикальных скважинных сейсмоприёмников на площади в несколько десятков и даже сотен километров [11]. Эти рекомендации стали на три десятилетия основой нескольких последовательных программ развития сейсмического метода в ССК. В начальной программе - строительство приборных сооружений в местах с наиболее благоприятными сейсмогеологическими условиями для установки трёхкомпонентых датчиков с характеристиками, реконий, приближавшихся по уровню эффективности к высокочувствительным странциям отечественной и зарубежной сетей. Новые лаборатории строились в местах, предварительно обследованных с точки зрения высокой сейсмической эффективности [10].

ПРИ РАЗРАБОТКЕ ПРОЕКТА МЕЖДУНАРОЛНОЙ КОНТРОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Значительной вехой в становлении сейсмического метода в ССК и на творческом пути И.П. Пасечника стала Международная конференция экспертов в Женеве 1958 г. На ней произошло дальнейшее сближение знакомых с начала работ по дальнему обнаружению ядерных взрывов заведующего сейсмометрической лаборатории ИФЗ АН СССР И.П. Пасечника и начальника ССК А.И. Устюменко (фото 3, 4).



Фото 4. И.П. Пасечник и А.И. Устюменко на конференции экспертов в Женеве, 1958 г.

мендованными конференцией, затем – разработка и строительство станций сейсмического группирования с разной апертурой.

В реализации этих программ, кроме лаборатории Пасечника, участвовали многие подразделения ИФЗ АН СССР, возглавлявшегося к этому времени академиком М.А. Садовским, - Спецсектор, руководимый П.В. Кевлишвили, ОКБ во главе с Б.Т. Воробьёвым, Комплексная сейсмологическая экспедиция (начальник член-корреспондент АН АрмССР И.Л. Нерсесов). Коллективы этих подразделений взаимодействовали с коллективами ССК в Москве, в местах расположения лабораторий спецконтроля, в местах расположения научных баз ИФЗ в Боровом, Талгаре, Гарме (фото 5, 6) [12].

Начиная с Конференции экспертов 1958 г., И.П. Пасечник стал постоянным членом советских делегаций на трёхсторонних переговорах между СССР, США и Великобританией в 1958-1961 гг. (фото 7) и в Специальной группе научных экспертов (ГНЭ) по рассмотрению совместных мер по обнаружению и идентификации сейсмических явлений, учреждённой в 1976 г. Комитетом по разоружению при Совете Безопасности ООН (фото 8).



Фото 5. И.П. Пасечник оппонирует А.В. Николаеву на выездной сессии Учёного совета ИФЗ в Боровом, 1974 г.

С 1978 г. в ССК в соответствии с рассматриваемыми ГНЭ проектами автоматизации станций контроля ядерных взрывов задавались разработки усовершенствованного цифрового оборудования регистрации и обработки сейсмических сигналов для отдельных автоматизированных станций, а в последствии – и автоматизированной системы сейсмического контроля.

НА ЭТАПЕ ИНТЕНСИВНОГО РАЗВИТИЯ ССК

31 марта 1966 г. ССК получила большую самостоятельность в составе Главного управления МО, а генерал-майор А.И. Устюменко стал не только её начальником, но и заместителем начальника Главка. Вся служба, в том числе и сейсмический метод, стали развиваться ускоренно. В научноуправлении исследовательском спецконтроля ЦНИИ МО количество отделов увеличилось с 3 до 5, в Москве было создано ещё одно управление, на базе которого и НВОЦ в 1969 г. был сформирован Вычислительно-обрабатывающий центр; в лабораториях появились группы геофизических (сейсмических, акустических и аэрозольных) средств наблюдения, в Подмосковной, Семипалатинской и Уссурийской лабораториях введены группы автоматических систем совпадения по радиотехническому и сейсмическому методам. Продолжились контакты с зарубежными специалистами (фото 9). Увеличился приток специалистов с высоким уровнем знаний как результат обучения с 1966 г. в Академии им. Ф.Э. Дзержинского инженеровспециалистов по средствам обнаружения и местоопределения ядерных взрывов.

Издание отдельных брошюр по каждому из методов обнаружения ядерных взрывов в 1961-1962 гг. по научным отчётам Института атомной энергии (в частности, «Разработка системы обнаружения ядерных взрывов на больших расстояниях», 1958 г., при соавторстве И.П. Пасечника), уже было недостаточным. Настоящим прорывом в подготовке специалистов сейсмологов всех уровней стал выход в свет в



Фото 6. И.П. Усенко, И.П. Пасечник и П.В. Кевлишвили в Комплексной сейсмологической экспедиции, Гарм

1970 г. монографии И.П. Пасечника «Характеристики сейсмических сигналов при ядерных взрывах и землетрясениях» (фото 10).



Фото 7. Трёхсторонние переговоры в Женеве о запрещении испытаний ядерного оружия, 1958 -1961 гг.



Фото 8. Советская делегация на трёхсторонних переговорах в Женеве, 1959 г. (слева направо И.П. Пасечник, К.Е. Губкин, М.А. Садовский, А.И. Устюменко, Е.К. Фёдоров, Ю.В. Ризниченко, В.В. Шустов, В.И. Кейлис-Борок)



Фото 9. И.П. Пасечник беседует с Карлом Ромни и др. в норвежском центре NORSAR, 1970-е годы

Монография стала настольной книгой каждого, кто занимался сейсмическим методом в ССК, кто проводил исследования и научно-технические разработки в интересах ССК, послужила основой для разработки соответствующих учебных курсов усовершенствования офицерского состава, кафедры спецконтроля в Академии им. Ф.Э. Дзержинского, вопросника для сдачи экзаменов кандидатского минимума по сейсмической специальности.

В 1971 г. в Москве был создан Научный испытательный центр ССК, а в 1975 г. на его базе - управление спецконтроля ЦНИИ МО - Научный исследовательский центр спецконтроля (НИЦ СК). Учёный совет в НИЦ СК рассматривал работы по присуждению учёных степеней канлилата технических наук. Большинство решаемых задач по совершенствованию ССК были тесно связаны с исследованиями, связи учёных и военных становились всё более необходимыми и повседневными [13]. Всё большее количество работ на отзывы и оппонирование поступало в ССК и НИЦ СК, увеличивалось число работ и в обратном направлении. Ведущий сейсмолог Службы в настоящее время А.Б. Пешков удостоился чести оппонирования своей докторской диссертации со стороны И.П. Пасечника. Автор этих строк до сих пор с благодарностью вспоминает доктора физико-математических наук С.Д. Коган, взявшуюся оппонировать его диссертацию на соискание учёной степени кандидата технических наук. В то время кандидат, а в настоящее время доктор физико-математических наук О.К. Кедров оппонировал работу В.А. Фирсова.

Говоря о вкладе И.П. Пасечника в дело становления и развития сейсмического метода в ССК МО, в подготовку военных сейсмологов, нельзя забывать также его плодотворную работу по созданию научной школы сейсмологии ядерного взрыва. Под его руководством лаборатория «5С» превратилась в кузницу подготовки кадров самой высокой квалификации, внёсших большой вклад в становление и развитие сейсмического метода в ССК МО.

И. П. ПАСЕЧНИК ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ПРИ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВАХ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ Tuyburgles fear money Tabay bacanoburg Veburulun Vit alerom 7.04.70, Tracersung ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» MOCKBA 1970

Фото 10. Титульный лист монографии «Характеристики сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях» с дарственной надписью для П.В. Кевлишвили

Это - доктора физико-математических наук С.Я. и С.Д. Коган, О.К. Кедров, В.М. Овчинников, Ю.Н. Штеменко; кандидаты физико-математических наук и учёные без степени Д.Д. Султанов и Н.Е. Федосеенко, Г.Г. Дашков и Н.К. Плескач, Поликарповы А.М. и Л.А., Люкэ Е.И. и Дараган С.К., Гамбурцева Н.Г., Галкин И.Н и другие, удостоенные чести быть занесёнными в рукописную хронику лаборатории «5С» «летописцем» Хасей Давидовной Рубинштейн. В лаборатории «5С» после завершения службы в Вооружённых Силах пришлись ко двору и долго работали полковники в отставке В.И. Цыбульский и В.А. Лаушкин. Пасечник И.П. и все сотрудники его лаборатории осуществляли научно-методическое руководство автоматизацией ССК при разработке аппаратуры «Парус» и создании автоматизированной сейсмической системы «Материк». Пришедший из НВОШ в сейсмометрическую лабораторию в уже 1960-x лалёких годах локтор физикоматематических наук О.К. Кедров в 2005 г. подготовил и издал монографию «Сейсмические методы контроля ядерных испытаний», явившуюся продолжением монографии И.П. Пасечника и вобравшую в себя весь опыт сейсмологии ядерных взрывов применительно к их контролю за последние 30 - 40 лет.

Заключение

Лауреат Ленинской премии, доктор физикоматематических наук Иван Петрович Пасечник по праву считается, отцом-основателем сейсмического метода обнаружения ядерных взрывов. К сожалению, научная глыба лаборатории «5С» после смерти И.П. Пасечника распалась на части. Главной объективной причиной стал развал Советского Союза. Однако результаты трудов И.П. Пасечника востребованы и сейчас Службой специального контроля, являющейся основой национальной системы дальнего обнаружения ядерных взрывов, а также частью Международной системы мониторинга, создаваемой в рамках Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний.

Верится, что разработанный И.П. Пасечником метод будет использован не только для контроля ядерных испытаний, но и в интересах фундаментальной и прикладной геофизики. И не случайно 100-летие И.П. Пасечника отмечено в стенах Института динамики геосфер РАН, плодотворно изучающего геофизические поля комплексом методов, среди которых сейсмический метод занимает важное место.

Литература

- 1. Васильев, А.П. История геофизической обсерватории Боровое / А.П. Васильев // Вестник НЯЦ РК, 2007. Вып.2. С. 133 134.
- Справка научного сотрудника ГЕОФИАН Ф.И. Монахова по результатам наблюдений сейсмических станций 29 августа 1949 г. // Атомный проект СССР, 2006. – т. II, книга 6, Москва-Саров. – с. 665.
- Султанов, Д.Д. Сейсмометрическая лаборатория ИФЗ первое специализированное подразделение по разработке сейсмического метода контроля за ядерными испытаниями / Д.Д. Султанов // М. : Рождённая атомным веком, 2002. – Ч.1. – С.45 - 48.
- Султанов, Д.Д. Сейсмометрическая лаборатория ИФЗ первое специализированное подразделение по разработке сейсмического метода контроля за ядерными испытаниями / Д.Д. Султанов // М. : Рождённая атомным веком, 2002. – Ч.1. – С. 49 - 52.
- 5. Васильев, А.П. Историография начального 50-летия создания в СССР системы дальнего обнаружения ядерных взрывов / А.П. Васильев // Вестник НЯЦ РК, 2006. Вып. 2. С. 6 9.
- 6. Алексеев, Н.Г. В первом научно-исследовательском отделе спецконтроля / Н.Г. Алексеев // М. : Курчатовский институт. История атомного проекта, 1996. Вып.7. С. 174.
- Толченков, Г.А. Первые шаги в освоении сейсмологии // Г.А. Толченков // М. : Рождённая атомным веком, 2002. Ч.1. С. 120 - 122.
- Васильев, А.П. На вахте ядерной тишины / А.П. Васильев // М. : Бюллетень по атомной энергии, 2008. Специальный выпуск, май-июнь. – С. 108 - 109.
- Цибульский, В.И. Воспоминания военного сейсмолога / В.И. Цибульский // М. : Рождённая атомным веком, 2002. Ч.1. – С. 115.
- 10. Васильев, А.П. Освоение и развитие сейсмического метода обнаружения / А.П. Васильев, В.А. Лаушкин // М. : Рождённая атомным веком, 2002. Ч.1. С. 99.
- 11. Доклад совещания экспертов по изучению методов обнаружения нарушений возможного соглашения о приостановке ядерных испытаний // EXP/NUC/28, 20.08.1958, русский оригинал. С. 18 19.
- 12. Коновалов, В.А. Павел Васильевич Кевлишвили / В.А. Коновалов // М. : 2008. С.54 55, 75 79.
- 13. Васильев, А.П. История создания Службы специального контроля / А.П. Васильев // Рождённая атомным веком, 2002. Ч.1 С. 21 23.

И.П. ПАСЕЧНИК ЖӘНЕ АРНАЙЫ БАҚЫЛАУ ҚЫЗМЕТІНДЕ ЯДОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАРДЫ ТАБУДЫҢ СЕЙСМИКАЛЫҚ ӘДІСІ (100-ЖЫЛДЫҚ ҚҰРМЕТІНЕ)

Васильев А.П.

Ресей Федерациясы Қорғаныс министрлігінің Арнайы бақылау қызметі, Мәскеу

Арнайы бақылау қызметі қалыптасу және даму кезеңдерімен сәйкес ядролық сынақтарды бақылауының сейсмикалық әдістерін қалыптастыруында Иван Петрович Пасечниктің улесінің ролі мен маңызына баға беріледі.

I.P. PASECHNIK AND SEISMIC METHOD FOR DETECTION OF NUCLEAR EXPLOSIONS IN SPECIAL CONTROL SERVICE (TO THE $100^{\rm TH}$ ANNIVERSARY OF THE BIRTH OF I.P.PASECHNIK)

A. P.Vassiliev

Special Control Service, Ministry Of Defense of Russian Federation, Moscow

The role and contribution of Ivan Petrovich Pasechnik to the development of seismic method to control nuclear tests as the Special Control Service was established and developed has been estimated in the paper.

УДК 55(092)

К 150-ЛЕТИЮ НАТАЛЬИ ЕГОРОВНЫ ВЕРНАДСКОЙ

¹⁾Васильев А.П., ²⁾Ивановская И.Н.

¹⁾Служба специального контроля Министерства обороны Российской Федерации, Москва ²⁾Кабинет-музей В.И. Вернадского, Москва, Россия

> «... 56 лет душа в душу, мысль в мысль» В.И. Вернадский

В 2004 г. во время проведения III Международной конференции «Мониторинг ядерных испытаний и их последствий» в Боровом (Республика Казахстан) её участники посетили мемориальную комнату Владимира Ивановича Вернадского в Музее имени Абылай хана и познакомились с её создателем - Аминой Даулетовной Турсынбаевой, общавшейся с семьёй Вернадских и другими учёными, находившимися в период Великой Отечественной войны в эвакуации в Боровом. С тех пор посещение Комнаты В.И. Вернадского, а также местного кладбища, где покоится Наталья Егоровна Вернадская - жена академика В.И. Вернадского, стало традиционным на каждой последующей конференции, проводившейся в Боровом.

В декабре 2010 г. исполнилось 150 лет со дня рождения Наталии Егоровны Вернадской и эта памятная дата была отмечена в Москве - Кабинетемузее В.И. Вернадского в ГЕОХИ¹ и в Боровом -Музее имени Абылай хана. В Казахстане организаторами торжественного собрания были А.Д. Турсынбаева и М.У. Абсеметов - заместитель генерального директора Национального архива Республики Казахстан. На могилу Н.Е. Вернадской в Боровом были возложены живые розы. Обо всём этом было рассказано в одном из декабрьских номеров «Казахстанской правды». В Москве на вечер в Кабинетемузее Вернадского собрались учёные ГЕОХИ, носящего имя академика В.И. Вернадского, чтобы почтить память его верной супруги, соратницы и дру-Была подчёркнута важная роль Натальи га. Егоровны в творчестве мужа. Об этом и её незаурядной творческой личности было рассказано много интересного. К портрету Н.Е. Вернадской в московском Кабинете-музее была поставлена ваза с карминовыми розами.

Более 56 лет продолжалась совместная жизнь Владимира Ивановича и Натальи Егоровны Вернадских. "Мы прожили с ней 56 лет душа в душу, мысль в мысль" написал Владимир Иванович в день её смерти. Это был на редкость гармоничный союз. В нем было всё, что составляет подлинное человеческое счастье: духовная близость, чувство любви, глубокое понимание друг друга.

Они познакомились зимой 1885 г. в кружке по изучению и распространению литературы в народе. Кружок был создан по инициативе ближайшего друга В.И. Вернадского – князя Д.И. Шаховского, который считал, что то или иное участие в деле просвещения масс – долг каждого интеллигента. Члены кружка занимались подбором литературы для народа, собирали небольшие библиотеки и высылали их в провинцию, делали переводы иностранных книг. Постоянными членами кружка, в котором помимо В.И. Вернадского и его друзей: И.М. Гревса, братьев С.Ф. и Ф.Ф. Ольденбургов, Д.И. Шаховского, А.А. Корнилова, А.Н. Краснова, Н.Г. Ушинского, - были несколько девушек, среди них Е.С. Зарудная и её двоюродная сестра Н.Е. Старицкая. Впоследствии И.М. Гревс вспоминал, что Екатерина Сергеевна Зарудная и Наталья Егоровна Старицкая внесли в компанию живые и привлекательные черточки личного характера: обе - тонкую живость и доброту, одна – художественный талант, другая - литературные вкусы, наблюдательность, горячий интерес к жизни.

Н.Е. Старицкая родилась в Полтаве 5 декабря (23 ноября по старому стилю) 1860 года² в большой дружной семье. Её отец, Егор Павлович Старицкий – юрист, сенатор, член Государственного Совета, дал всем детям прекрасное образование. Скромная, добрая, широко образованная девушка, стремящаяся своим трудом приносить пользу людям, посильно улучшать жизнь народа, обратила на себя внимание Владимира Вернадского. Он начинает провожать после занятий кружка Наташу до её дома на Литейном проспекте, обсуждая волнующие их обоих вопросы. Наташа всё понимает, обо всём может рассуждать непредвзято и свободно. Их дружба и взаимная привязанность крепнут. Потом пришло большое чувство. В мае 1886 г. по дороге на Литей-

¹ Институт геохимии и аналитической химии имени академика В.И. Вернадского РАН, г. Москва

² Данные о дне рождения Натальи Егоровны Вернадской взяты из свидетельства о рождении Натальи Егоровны Старицкой, хранящегося в Архиве РАН архива В.И. Вернадского (АРАН.Ф.518.Оп.7.Д.9Л.2). В литературе встречаются неточные данные: 21.12.1860 - в посвящении к статье В.И. Вернадского "О состоянии пространства в геологических явлениях Земли как планеты. На фоне роста науки XX столетия"; 10.12.1860 - в "Дневниках В.И. Вернадского. 1941-1943" (М-ва, РОССПЭН, 2010, стр. 297).

ный проспект Владимир сделал Наташе предложение стать его женой. На возражение, что она старше на два с лишним года и считает себя некрасивой, Владимир ответил со свойственной ему прямотой: "Наташа, я люблю Вас. Я собираюсь быть учёным и мне некогда будет думать о каких бы то ни было романах. Вы мне нужны как жена, как друг, как помошница в работе. Мы с Вами прекрасно будем жить..." Окончательного ответа Владимир не получил, но писать ему было разрешено. В первой половине июня, находясь в Финляндии на месторождении мрамора в Рускеале, Владимир ожидает от Наташи письмо с решающим ответом. Однако письмо всё не приходит. "...Всё мысль о Наталье Егоровне не покидает меня, - записывает Владимир Иванович, - и я никак не могу сосредоточиться. Какая пытка! Неужели сидеть здесь до следующей пятницы и ждать почты? Ведь это будет обман, так как работу я буду выдумывать, время и деньги тратить, но, с другой стороны, в ответе её - и вся моя жизнь. Я это чувствую, хотя и не понимаю, как это со мной случилось. Что делать? И я повесил руки, что со мной никогда не бывало, я готов просить у других совета - того и гляди, попадёшь под чьелибо влияние. Себя не узнаю..." Наконец, долгожданное письмо получено и по возвращении из Финляндии Владимир Иванович приезжает к Наталье Егоровне в Териоки Выборгской губернии, где находилась дача Старицких, знакомиться с её родителями. Совсем иной была эта встреча теперь, после переписки. У них было всего несколько часов, но он получает согласие на брак. Однако они снова вынуждены расстаться. Владимир Иванович едет в своё имение Вернадовку в Моршанском уезде Тамбовской губернии. Оттуда он почти каждый день пишет теперь уже невесте: "Я никогда в жизни не чувствовал себя таким мощным, никогда мне не казалось, чтобы у меня была такая сила, какая точно растет у меня на глазах. Только Вы одна можете вызвать во мне эту силу, только мысль о Вас увеличивает, усиливает мою деятельность, мою энергию, моё желание и способность работать. При Вашей поддержке, при участии я в силах буду сделать чтонибудь, я положительно становлюсь и умней, и сильней, и энергичней, когда у меня промелькнёт мысль о Вас, пронесётся Ваш неясный образ..."

В Петербурге 3 сентября 1886 г. состоялось их венчание. Сразу же после свадьбы молодые супруги приехали на снятую ими квартиру на 6-ой линии Васильевского острова. Тогда же они обзавелись дешевой, простой, удобной и прочной мебелью и никогда больше её не меняли. И сегодня в Кабинетемузее В.И. Вернадского стоит эта мебель, пережившая все их многочисленные переезды из города в город, с квартиры на квартиру.



Наталья Егоровна Вернадская в год свадьбы, 1986 г.

Непростой удел – быть супругой человека такого масштаба как В.И. Вернадский, но Наталья Егоровна оказалась достойной своего предназначения. Она всегда жила интересами своего мужа, создавая с присущим ей умом и тактом ту семейную атмосферу, которая в полной мере способствовала проявлению незаурядной личности Владимира Ивановича Верналского. У них родилось двое детей: сын Георгий (20.08.1887 г.) и дочь Нина (27.04.1898 г.). Дети с раннего возраста были полноправными членами семьи. Они могли входить в кабинет отца в любое время чтобы взять из библиотеки книгу, что-то спросить. Владимир Иванович и Наталья Егоровна считали, что дети сами должны найти свою дорогу в жизни, насильно внушать им что-либо нельзя, но показывать, каким должен быть настоящий порядочный человек, нужно собственным примером.



Семья Вернадских в 1908 г. (второй слева – брат Натальи Егоровны, Павел Егорович Старицкий)

В атмосфере такой моральной свободы они и вырастили своих детей. Сын Георгий стал известным историком, а дочь Нина - врачем-психиатром. Оба они оказались волею судеб в США, там же и окончили свои дни. Нина в своих письмах В.С. Неаполитанской (хранителю Кабинета-музея В.И. Вернадского в ГЕОХИ) писала: "...все восхищаются отцом, но мало где кто-нибудь упоминает роль моей матери. Она была бесконечно скромна, не только не хотела, чтобы снимали ее фотографии, но и во всех смыслах отводила себя на задний план. Но если бы не она, кто знает – достиг ли бы отец того, что он достиг? Когда я была моложе, я тоже не понимала, какую бесконечно важную роль она играла. Она была его гением, его хранителем, его совестью и с увлечением разделяла его вдохновения. Помню их споры иногда, когда она настаивала, чтобы он ни в чем не уступал, если чтонибудь было против суждений его совести, или чтобы он думал о людях, которых встречал на своем пути. Были дни, когда его жизнь была в опасности, она всегда поддерживала твердость его духа. Она была совершенно необыкновенная женщина, громадной силы духа и любви..." (Письмо от 16.04.1982). Жизнь семьи Вернадских строилась на уважении друг к другу и полном доверии. Благодаря этому духовная связь родителей с детьми, несмотря на годы разлуки, никогда не прерывалась, даже в годы Великой Отечественной войны.



Наталья Егоровна и Владимир Иванович Вернадские, 25-летие свадьбы, 1911 г.

16 июля 1941 г. по решению правительства в составе группы учёных В.И. Вернадский с женой, личным секретарём А.Д. Шаховской, сестрой жены Георгия Вернадского - Е.В. Ильинской и домашней работницей П.К. Казаковой выехал в эвакуацию в Казахстан. В поселке Боровое они жили в зданиях санатория, освобождённых для учёных. Около полугода пришлось мириться с «бивуачными» (по дневниковым записям В.И. Вернадского) условиями и сменой нескольких мест проживания, однако творческая работа не прерывалась. Только 30 декабря 1941 г. Наталья Егоровна добилась переезда в более менее подходящий дом 9 (дача № 37). «Здесь, - записала она в своём дневнике в июле 1942 г., - весь уклад жизни оказался гораздо приятнее – гораздо тише, более семейное, уютное существование; не только в комнате, но в коридоре и уборной, всюду тепло и тихо. Сожители приятные. Очень мы сошлись с М.Ф. Андреевой³».



Наталья Егоровна и Владимир Иванович Вернадские в 1940 г.

Наталья Егоровна в непростых условиях эвакуации создаёт привычную для Владимира Ивановича атмосферу и режим непрерывного творческого процесса, обеспечивает работу по продолжению неоконченных трудов, получивших названия: «Химическое строение биосферы Земли и её окружения», «Пережитое и передуманное», «О геологических оболочках Земли как планеты» и активно помогает в составлении указателя к записям составляемой им «Хронологии». Она читает Владимиру Ивановичу вслух художественную литературу: Л.Н. Толстого, В.Г. Короленко, М. Горького, М. Шолохова. Последним, до конца 31.1.1943 г., был прочитан роман И. Эренбурга «Падение Парижа». Обычно зимой в Боровом Наталья Егоровна тяжело болела, но каждый раз врачи справлялись с её недугом. Однако в начале февраля 1943 года Владимир Иванович в дневнике записывает: "Наташа...заболела 1-го февраля, до того чувствовала себя бодро..." Болезнь развивалась стремительно, и в ночь со 2 на 3 февраля она почти внезапно скончалась.

Анна Дмитриевна Шаховская, жившая вместе с Вернадскими, сообщала об этих трагических днях:

³ Мария Фёдоровна Андреева – известная русская актриса и общественная деятельница, гражданская жена М. Горького, директор Московского дома учёных, жившая в эвакуации в Боровом во время Великой Отечественной войны

"На Владимира Ивановича больно было смотреть. Он был потрясен ужасно. Даже о работе он отозвался, что он не "машинка" и "без моральной опоры" жить не может. Только через пять дней Владимир Иванович с громадным напряжением сил взялся за окончание работы "О состояниях пространства в геологических явлениях Земли. На фоне роста науки ХХ столетия" для отправки её в издательство. Он посвятил эту работу Наталье Егоровне: "...Этот синтез моей научной работы и мысли, больше чем шестидесятилетней, посвящаю памяти моего бесценного друга, моей помощницы в работе в течение больше чем пятидесяти шести лет, человеку большой духовной силы и свободной мысли, деятельной любви к людям, памяти жены моей Наталии Егоровны Вернадской, урожденной Старицкой, которая скончалась почти внезапно, неожиданно для всех, когда эта книжка была уже закончена. Помощь её в этой моей работе была неоценима..." Так в далёких краях закончился жизненный путь Натальи Егоровны Вернадской, посвятившей свою жизнь Владимиру Ивановичу, ставшей ему и моральной опорой и надёжной поддержкой во всех трудностях и перипетиях их совместной большой судьбы.

Могила Н.Е. Вернадской находится на старом кладбище в Боровом среди нескольких могил учёных и членов их семей, умерших в эвакуации. В 2003 г. вместо обветшавшей надгробной плиты поставлен серо-голубой гранитный памятник, и ист-

левшая деревянная ограда заменена на железную. В ограде находится вторая могила с деревянным крестом и надписью «Е.В. Ильинская». Кто на самом деле лежит рядом с Натальей Егоровной, предстоит ещё выяснить, так как Е.В. Ильинская в августе 1943 г. возвратилась с В.И. Вернадским в Москву.

Память о Наталье Егоровне Вернадской, замечательной русской женщине, живёт в сердцах казахского и русского народов и, надеемся, будет жить вечно, вместе с памятью о великом учёном академике В.И. Вернадском.



У портрета Натальи Егоровны Вернадской в Кабинетемузее В.И. Вернадского в ГЕОХИ, 21 декабря 2010 г.

Свинцов И.С., 88 Ан В.А., 33 Аристова И.Л., 51, 68 Арндт Р., 79 Башилов И.П., 22 Бейсеев О.Б., 153 Берёзина А.В., 16 Васильев А.П., 161, 168 Великанов А.Е., 27, 68 Волосов С.Г., 22 Годунова Л.Д., 33 Горбунова Э.М., 88 Гринштейн Ю.А., 153 Зербо Л., 5 Зубко Ю.Н., 22

СПИСОК АВТОРОВ

Ивановская И.Н., 168 Каазик П.Б., 33 Копничев Ю.Ф., 121, 131, 137, 147 Королёв С.А., 22 Кунаков В.Г., 27 Кунакова О.К., 147 Кушербаев Б.Ш., 97, 105 Лобычева И.Ю., 74 Михайлова Н.Н., 10, 27, 45, 51, 61, 68 Мозолева Е.Л., 16 Мукамбаев А.С., 68 Мурзадилов Т.Д., 97, 105, 115, 153 Никитенко Т.В., 16 Николаев А.В., 22 Полешко Н.Н., 61 Прах М., 79 Рагульская А.К., 16 Ричардс П.Г., 57 Синёва З.И., 10, 27, 38 Соколова И.Н., 16, 51, 68, 121, 131, 137, 147 Сорокин А.Г., 74 Стролло А., 27 Султанова Г.С., 68 Шайторов В.Н., 97, 105 Шафф Д.П., 57

ТРЕБОВАНИЯ К ОФОРМЛЕНИЮ СТАТЕЙ

Статьи предоставляются в электронном виде (на CD, DVD диске или по электронной почте присоединенным (attachment) файлом) в формате MS WORD и печатной копии.

Текст печатается на листах формата A4 (210×297 мм) с полями: сверху 30 мм; снизу 30 мм; слева 20 мм; справа 20 мм, на принтере с высоким разрешением (300-600 dpi). Горизонтальное расположение листов не допускается.

Используются шрифт Times New Roman высотой 10 пунктов для обычного текста и 12 пунктов для заголовков. Пожалуйста, для заголовков используйте стили (Заголовок 1, 2...) и не используйте их для обычного текста, таблиц и подрисуночных подписей.

Текст печатается через одинарный междустрочный интервал, между абзацами – один пустой абзац или интервал перед абзацем 12 пунктов.

В левом верхнем углу должен быть указан индекс УДК. Название статьи печатается ниже заглавными буквами. Через 3 интервала после названия, печатаются фамилии, имена, отчества авторов и полное наименование, город и страна местонахождения организации, которую они представляют. После этого, отступив 2 пустых абзаца или с интервалом перед абзацем 24 пункта, печатается основной текст.

Максимально допустимый объем статьи – 10 страниц.

При написании статей необходимо придерживаться следующих требований:

- Статья должна содержать аннотации на казахском, английском и русском языках (130-150 слов) с указанием названия статьи, фамилии, имени, отчества авторов и полного названия организации, города и страны местонахождения, которую они представляют;
- Ссылки на литературные источники даются в тексте статьи цифрами в квадратных [1] скобках по мере упоминания. Список литературы следует привести по ГОСТу 7.1-2003;
- Иллюстрации (графики, схемы, диаграммы) должны быть выполнены на компьютере (ширина рисунка 8 или 14 см), либо в виде четких чертежей, выполненных тушью на белом листе формата А4. Особое внимание обратите на надписи на рисунке – они должны быть различимы при уменьшении до указанных выше размеров. На обороте рисунка проставляется его номер. В рукописном варианте на полях указывается место размещения рисунка. Рисунки должны быть представлены отдельно в одном из форматов *.tif, *.gif, *.png, *.jpg, *.wmf с разрешениями 600 dpi.
- Математические формулы в тексте должны быть набраны как объект Microsoft Equation или MathType. Химические формулы и мелкие рисунки в тексте должны быть вставлены как объекты Рисунок Microsoft Word. Следует нумеровать лишь те формулы, на которые имеются ссылки.

К статье прилагаются следующие документы:

- рецензия высококвалифицированного специалиста (доктора наук) в соответствующей отрасли науки;
- выписка из протокола заседания кафедры или методического совета с рекомендацией к печати;
- акт экспертизы (экспертное заключение);
- сведения об авторах (в бумажном и электронном виде): ФИО (полностью), наименование организации и ее полный адрес, должность, ученая степень, телефон, e-mail.

Текст должен быть тщательным образом выверен и отредактирован. В конце статья должна быть подписана автором с указанием домашнего адреса и номеров служебного и домашнего телефонов, адрес электронной почты.

Статьи, оформление которых не соответствует указанным требованиям, к публикации не допускаются.

Ответственный секретарь к.ф.-м.н. У.П. Козтаева тел. (722-51) 2-33-35, E-mail: KOZTAEVA@NNC.KZ

Технический редактор А.Г. Кислухин тел. (722-51) 2-33-33, E-mail: KISLUHIN@NNC.KZ

Адрес редакции: 071100, Казахстан, г. Курчатов, ул. Тәуелсіздік, 6. http://www.nnc.kz/vestnik

© Редакция сборника «Вестник НЯЦ РК», 2012.

Регистрационное свидетельство №1203-Ж от 15.04.2000г. Выдано Министерством культуры, информации и общественного согласия Республики Казахстан

Тираж 300 экз.

Выпуск набран и отпечатан в типографии Национального ядерного центра Республики Казахстан 071100, Казахстан, г. Курчатов, ул. Тәуелсіздік, 6.

