

ISSN 1729-7516

## **Вестник НЯЦ РК**

ПЕРИОДИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ  
НАЦИОНАЛЬНОГО ЯДЕРНОГО ЦЕНТРА РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

ВЫПУСК 2(50), ИЮНЬ 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

2(50) ШЫҒАРЫМ, МАУСЫМ, 2012 ЖЫЛ

## **NNC RK Bulletin**

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

ISSUE 2(50), JUNE 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 материалы **VII Международной конференции «Мониторинг ядерных испытаний и их последствий»** (06-10 августа 2012 г., Курчатов, Казахстан).

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>APPLICATION OF CROSS-CORRELATION METHODS TO EVALUATE SPECIFIC CLAIMS OF LOW-YIELD NUCLEAR TESTING.....</b>	<b>5</b>
D.P. Schaff, W.-Y. Kim, P.G. Richards	
<b>ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ И ПРОДУКТОВ ОРГАНИЗАЦИИ ДОГОВОРА О ВСЕОБЪЕМЛЮЩЕМ ЗАПРЕЩЕНИИ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ В СЕЙСМИЧЕСКОМ МОНИТОРИНГЕ РОССИИ .....</b>	<b>11</b>
Старовойт О.Е., Коломиец М.В., Рыжикова М.И.	
<b>ОБНАРУЖЕНИЕ И РАСПОЗНАВАНИЕ ВЗРЫВНЫХ ИСТОЧНИКОВ .....</b>	<b>17</b>
Хайретдинов М.С., Авроров С.А.	
<b>ВАРИАЦИИ ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА ПРОДОЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ.....</b>	<b>25</b>
Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б.	
<b>ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРТАТИВНОЙ СЕЙСМОРЕГИСТРИРУЮЩЕЙ АППАРАТУРЫ В ПОЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ.....</b>	<b>34</b>
Башилов И.П., Волосов С.Г., Зубко Ю.Н., Королёв С.А., Николаев А.В.	
<b>НОВАЯ МАГНИТНАЯ СТАНЦИЯ В г. КУРЧАТОВЕ, КАЗАХСТАН.....</b>	<b>41</b>
Беляшов А.В., Гвоздарев А.Ю., Хомутов С.Ю.	
<b>ТЕХНОЛОГИЯ ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКОЙ НАНОМЕТРИИ В ПРОБЛЕМЕ АКТИВНОГО МОНИТОРИНГА .....</b>	<b>48</b>
Ковалевский В.В., Седухина Г.Ф., Хайретдинов М.С., Якименко А.А., Геца Н.И., Юшин В.И.	
<b>О ВОЗМОЖНОСТИ ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ.....</b>	<b>55</b>
Ковалевский В.В., Глинский Б.М., Хайретдинов М.С., Караваев Д.А.	
<b>РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ ПО ОЦЕНИВАНИЮ МЕТЕОЗАВИСИМЫХ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ ОТ МОЩНЫХ ВЗРЫВОВ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ВИБРАТОРОВ.....</b>	<b>67</b>
Хайретдинов М.С., Авроров С.А., Воскобойникова Г.М., Седухина Г.Ф.	
<b>ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ И АКУСТИЧЕСКИХ ВОЛН ОТ ХИМИЧЕСКИХ ВЗРЫВОВ НА БОЛЬШИХ РАССТОЯНИЯХ.....</b>	<b>67</b>
Васильев А.П.	
<b>МАГНИТУДЫ КАМБАРАТИНСКОГО ВЗРЫВА .....</b>	<b>80</b>
Гончаров А.И., Куликов В.И., Эткин М.Б., Камчыбеков М.П.	
<b>ВАРИАЦИИ ИОНОСФЕРНЫХ ПАРАМЕТРОВ ВО ВРЕМЯ КАПЧАГАЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1 - 2 МАЯ 2011 ГОДА.....</b>	<b>86</b>
Ашкалиев Я.Ф., Жумабаев Б.Т., Мукашева С.Н., Нургалиева К.Е., Соколова О.Н.	
<b>ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ СРЕДЫ .....</b>	<b>90</b>
Баталева Е.А.	
<b>ОБ ИНФОРМАТИВНОСТИ МОНИТОРИНГОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В СКВАЖИНАХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА .....</b>	<b>93</b>
Юрков А.К., Демежко Д.Ю., Уткин В.И.	
<b>ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН В РАЙОНАХ ЯДЕРНЫХ ПОЛИГОНОВ ЛОБНОР И НОВАЯ ЗЕМЛЯ .....</b>	<b>96</b>
Копничев Ю.Ф. Соколова И. Н.	

---

<b>СКОРОСТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ СРЕДЫ В МЕСТАХ ПРОВЕДЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ НА СЕМИПАЛАТИНСКОМ ИСПЫТАТЕЛЬНОМ ПОЛИГОНЕ .....</b>	<b>101</b>
Суворов В.Д., Беляшов А.В.	
<b>ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА МАССИВА ДЕГЕЛЕН СЕМИПАЛАТИНСКОГО ПОЛИГОНА .....</b>	<b>108</b>
Горбунова Э.М.	
<b>GEOTECHNOGENIC SYSTEM OF CRYSTALL PEACEFUL UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSION.....</b>	<b>115</b>
S.Yu. Artamonova V.E. Ushnitskiy, E.Yu. Antonov, N.O. Kojevnikov	
<b>ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЙОНА МИРНОГО ПОДЗЕМНОГО ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА «КРАТОН-3» (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА) .....</b>	<b>121</b>
Артамонова С.Ю., Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю. Ушницкий В.Е.	
<b>TECHNOGENIC RADIONUCLIDES OF PEACEFUL UNDERGRUOND NUCLEAR EXPLOSION KRATON-3 AREA .....</b>	<b>134</b>
S.Yu. Artamonova	
<b>К ВОПРОСУ О МИГРАЦИИ РАДИОЦЕЗИЯ ИЗ ПОЛОСТЕЙ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ НА СЕМИПАЛАТИНСКОМ ЯДЕРНОМ ПОЛИГОНЕ .....</b>	<b>143</b>
Гринштейн Ю.А., Мурзадилов Т.Д., Распопов Н.Я.	
<b>К ВОПРОСУ ОБРАБОТКИ СПЕКТРОВ ПРИ СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКОМ ГАММА-КАРОТАЖЕ НА РАДИОЦЕЗИЙ .....</b>	<b>147</b>
Гринштейн Ю.А., Мурзадилов Т.Д., Логвинов О.В.	
<b>ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ТЕХНОГЕННОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В РАЙОНЕ ТЕНГИЗСКОГО НЕФТЕГАЗОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ 21 ФЕВРАЛЯ 2011 ГОДА .....</b>	<b>151</b>
Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Коломиец М.В.	
<b>КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: ВОЗМОЖНАЯ ПОДГОТОВКА СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ .....</b>	<b>157</b>
Копничев Ю.Ф. Соколова И.Н.	

УДК 621.039.9

## APPLICATION OF CROSS-CORRELATION METHODS TO EVALUATE SPECIFIC CLAIMS OF LOW-YIELD NUCLEAR TESTING

D.P. Schaff, W.-Y. Kim, P.G. Richards

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

The results of two studies of specific claimed low-yield nuclear tests, the first carried out in India on May 13, 1998, and the second in North Korea on five specific days in April and May of 2010 have been presented. In each case any seismic signal were not detectable. But the data allowed to place an upper bound on magnitude, which would have had to be very small (less than about magnitude 1.7). Basic approach has been to use a three-component correlation detector, using a well-studied nuclear explosion signal as a template and stacking the correlation traces of the vertical, north-south, and east-west components. Such a detector provides the optimal means of detecting a known signal in the presence of Gaussian noise.

We have conducted two studies of specific claimed low-yield nuclear tests, the first carried out in India on May 13, 1998, and the second in North Korea on five specific days in April and May of 2010. In each case we were not able to detect any seismic signal. But the data allowed us to place an upper bound on magnitude, which enabled us in our two studies to quantify the fact that any undetected test would have had to be very small (less than about magnitude 1.7). Our basic approach has been to use a three-component correlation detector, using a well-studied nuclear explosion signal as a template and stacking the correlation traces of the vertical, north-south, and east-west components. In practice when looking at a date in the past to see what limits can be placed on what might have happened at a particular location, what matters most is an assessment of the data that is actually available from the most sensitive station or stations—which may or may not be a part of any declared monitoring network.

The first study concerned an announced nuclear test for which Indian scientists have published evidence of post-shot radioactivity [1]. Government press releases and statements quoted by the Times of India, and more detailed characterizations such as that of Chidambaram [3], describe this test as consisting of two simultaneous nuclear explosions, one of 500 tons (TNT equivalent yield) and the other of 300 tons, conducted simultaneously within about ten km of the globally-detected Indian nuclear test of May 11, 1998. We used channels of the seismographic station at Nilore, Pakistan (code NIL), sampled 20 times per second, for both the template (the May 11 nuclear test signal, see Figure 1) and (two days later) for seven hours before and seven hours after the time of expected signal arrival corresponding to the announced test of May 13, 1998.

The second study concerned a recent paper by De Geer [4] that has reported detection of xenon and xenon daughter radionuclides in May 2010 at four atmospheric radionuclide surveillance stations in South Korea, Japan, and the Russian Federation. The author has proposed an interpretation of the radionuclide data in terms of two low-yield nuclear explosions in North Korea, in

April and in May, 2010. Because it is important to find confirming evidence for such a serious claim, or to find objective and contrary evidence and thus help to make the case that the claim is invalid, we have analyzed data from an openly-available seismographic station, at Mudanjiang, China (code MDJ), that has recorded high-quality signals in the past from small chemical explosions and small earthquakes in or near North Korea, as well as from the North Korean nuclear tests of October 9 2006 and May 25 2009.

### DATA AND METHOD OF ANALYSIS

For the announced India nuclear test of May 13, 1998, we filtered the NIL data from 0.5 to 5 Hz and used various time windows for a template based on signals shown in Figure 1. Examples include: a 100 s window starting 3 s after the *P*-arrival; a 100s window, that mainly contained *Lg* energy, starting 100 s later than the first window; shorter windows using just the *P*-wave for the template; and a very long window of 272 s that included the main energy in the *P*-, *S*-, and *Lg*-waves. For this longest window we used three different values for the high frequency cut (1 Hz, 5 Hz, 8 Hz).

The template has a *P*-wave that is remarkably impulsive on the vertical component, with amplitude approximately 400 times the background noise level. To detect spikes above background noise levels in cross-correlation traces of the May 13 record against the May 11 template, we also used a scaled cross correlation coefficient (*SCC*) which quantifies the deviation of the cross correlation coefficient from an empirical distribution of background values based on a moving window throughout the correlation trace [8]. Each point in the cross correlation trace,  $CC_i$ , is scaled by the mean absolute value of the moving window (containing *N* samples) before the point, so that

$$SCC_i = \frac{CC_i}{\frac{1}{N} \sum_{j=i-N-d+1}^{i-d} |CC_j|}$$

To avoid side-lobes of the cross correlation trace, the *N* and *d* values here correspond to a moving window of

length 20 s that is delayed (the  $d$  values) by 0.2 s. Another advantage of using  $SCC$  is that it is less dependent on the frequency band and window length than  $CC$ . Intuitively, it gives the statistical significance of the cross correlation coefficient.

A cross-correlation detector provides the optimal means of detecting a known signal in the presence of Gaussian noise. We also used unnormalized cross-correlation measurements to estimate the relative sizes of the template signal and that of any signal that generated a correlating spike. The logarithm of relative size can then be used, together with knowledge of the seismic magnitude of the template event—which was  $m_b = 5.0$  for the May 13 nuclear test [2]—to provide a magnitude for events that generate spikes in the  $CC$  trace. Using fourteen hours of NIL data on May 13 centered on the time expected for signal arrival using India announcements, the maximum spikes (both  $CC$  and  $SCC$ ) were all small in amplitude, corresponding to detections in the magnitude range from about 2.05 to about 2.5.

Table 1 gives our results for several different choices of window and frequency band. The effect of the time-bandwidth product can be seen for the various choices of parameters. Starting the window 3 s after the  $P$ -wave (post 3 s) and holding the filter bands constant it can be seen that the maximum magnitude increases as expected with decreasing window length for both  $CC$  and  $SCC$  traces. This is because the unnormalized cross correlation coefficient increases. It is well-known that as

the window length of the data decreases the correlation coefficient is less statistically significant and increases [8]. Similarly holding the window length constant at 272 s and increasing the bandwidth causes the maximum magnitude to decrease for both  $CC$  and  $SCC$  respectively. This is because of the same phenomenon but in reverse—as the time bandwidth increases the correlation coefficient is more statistically significant and decreases. Therefore the magnitude calculation which is related to the unnormalized cross correlation coefficient also decreases.

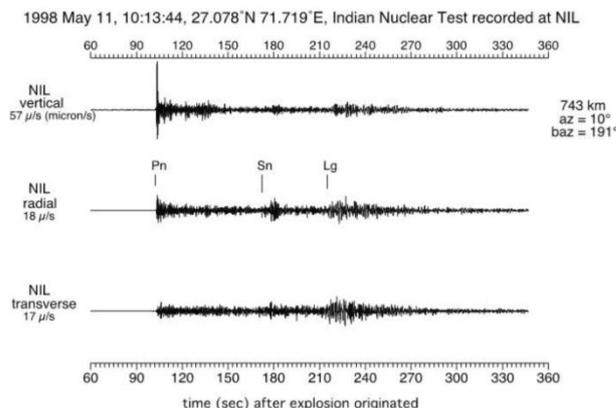


Figure 1. The broadband three-component signals recorded at station NIL, used to derive the template for a correlation detector that was applied to a search for signals of the announced India nuclear test of May 13, 1998

Table 1. Summary of results for search 7 hours before and after the expected  $P$ -wave arrival on May 13

Type	Phase	Post	Wlen	Lc	Hc	Max	Time	Mag
CC	$P,S$	3	100	0.5	5.0	0.12	00:00:04.30	2.31
SCC	$P,S$	3	100	0.5	5.0	6.49	07:24:06.85	2.26
CC	$Lg$	103	100	0.5	5.0	0.14	11:05:39.70	2.52
SCC	$Lg$	103	100	0.5	5.0	6.59	01:11:18.25	2.32
CC	$P$	3	50	0.5	5.0	0.17	08:35:09.45	2.52
SCC	$P$	3	50	0.5	5.0	6.72	01:30:48.65	2.20
CC	$P$	3	25	0.5	5.0	0.25	03:08:58.90	2.75
SCC	$P$	3	25	0.5	5.0	5.87	11:32:09.35	2.34
CC	$P,S,Lg$	3	272	0.5	1.0	0.22	00:15:04.60	2.46
SCC	$P,S,Lg$	3	272	0.5	1.0	6.20	10:53:06.40	2.58
CC	$P,S,Lg$	3	272	0.5	8.0	0.11	00:15:07.70	2.19
SCC	$P,S,Lg$	3	272	0.5	8.0	6.16	06:15:09.15	2.05

Note: “post”—start of window after  $P$ -wave (s); “wlen”—window length (s); “lc”—low pass corner (Hz); “hc”—high pass corner (Hz); “max”—maximum value of the  $CC$  or  $SCC$  trace; “time”—time at which max value occurred on May 13 (GMT); “mag”—upper bound of May 13 magnitude

Note also from Table 1 that in almost all cases the maximum magnitude that provides an upper bound for the size of the May 13 explosion is smaller for the  $SCC$  traces than the  $CC$  traces. This is because the  $SCC$  does not erroneously trigger on high amplitude spikes in the  $CC$  that are not true detections. Instead its maximum values occur at other times and there are no delta-like detection spikes for the  $SCC$  traces. The corresponding unnormalized cross-correlation for those times are therefore less and subsequently the computed magnitudes are less too.

From all these tests in determining an upper bound for the magnitude of the May 13 explosion, we can take

the least of the upper bounds as our answer. This value is  $m_b = 2.05$ , occurring for the last row in Table 1 for a window length of 272s, with filter bands from 0.5 to 8 Hz and using the  $SCC$  trace. This also happens to be for the most statistically significant time-bandwidth product (it has both the longest window, and the widest frequency band), which is additional theoretical evidence why we would prefer this to be our preliminary estimate of an upper bound in the 14 hour time period considered. But, assuming that the announced time of the May 13 Indian explosion is correct, we can narrow our search to a minute before and a minute after the expected arrival time. Restricting

the time period of our search (for correlations) to a minute before and a minute after the expected signal arrival (a total of two minutes), reduced the size of detection spikes significantly. We have good control on when the expected arrival time should come in because any path effects for the May 11 and May 13 explosions should be similar. Table 2 is like Table 1 except that it reports the results for a search range of a minute before and after the expected arrival time instead of 7 hours before and after. In this case, over the limited search range, the times of the maximum values for the *CC* and *SCC* are the same and therefore the computed magnitudes are the same. The times for the various tests skip around within the 2 minute range as before and so

nothing is an obvious detection. As expected, the upper bound for the May 13 magnitude substantially decreases over the narrower time interval. The effect of the time-bandwidth product is still seen with decreasing window length from 100s, 50s, to 25 s, with corresponding magnitudes increasing from 1.88, 1.93, to 2.11 respectively. Similarly, holding the window length constant at 272 s and increasing the filter band decreases the magnitudes from 1.79 to 1.64. The same result is achieved as before, namely that the best upper bound is for the last row with the largest time-bandwidth product. But this now has a magnitude of 1.64.

Table 2. Summary of results for search 1 minute before and after the expected *P*-wave arrival on May 13

Type	Phase	Post	Wlen	Lc	Hc	Max	Time	Mag
<i>CC</i>	<i>P,S</i>	3	100	0.5	5.0	0.06	06:52:59.45	1.88
<i>SCC</i>	<i>P,S</i>	3	100	0.5	5.0	4.05	06:52:59.45	1.88
<i>CC</i>	<i>Lg</i>	103	100	0.5	5.0	0.07	06:52:17.60	1.76
<i>SCC</i>	<i>Lg</i>	103	100	0.5	5.0	4.43	06:52:17.60	1.76
<i>CC</i>	<i>P</i>	3	50	0.5	5.0	0.10	06:53:34.75	1.93
<i>SCC</i>	<i>P</i>	3	50	0.5	5.0	3.79	06:53:34.75	1.93
<i>CC</i>	<i>P</i>	3	25	0.5	5.0	0.12	06:53:29.30	2.11
<i>SCC</i>	<i>P</i>	3	25	0.5	5.0	3.69	06:53:29.30	2.11
<i>CC</i>	<i>P,S,Lg</i>	3	272	0.5	1.0	0.12	06:53:29.90	1.79
<i>SCC</i>	<i>P,S,Lg</i>	3	272	0.5	1.0	4.89	06:53:29.90	1.79
<i>CC</i>	<i>P,S,Lg</i>	3	272	0.5	8.0	0.04	06:52:56.35	1.64
<i>SCC</i>	<i>P,S,Lg</i>	3	272	0.5	9.5	4.09	06:52:56.35	1.64

We also investigated the likely reduction in cross-correlation values that would result from the event of interest being up to ten km distant from the event, as we next discuss.

#### Ten km separation: synthetic tests

The above tests place an upper bound on the magnitude of the May 13, 1998, test under the assumption that it is a scaled down version of the May 11 test and was conducted at the same location. This assumption underlying the waveform similarity will break down as the magnitude difference increases and the separation distance increases. Concerning the first effect, large magnitude differences will have different source time-function pulse-widths. However, magnitude differences as large as 3.3 magnitude units have been shown to produce statistically significant detections [9]. Concerning the second effect, the news media reported that the May 13 test was conducted about 10 km from the May 11 test site in a sand dune region [2] and photographs of the small craters from each of the simultaneous craters are shown by Chidambaram [3]. It is well-known that *CC* decays with increasing separation distance.

We have attempted to quantify the effect that this separation will have on our estimate of an upper bound on the magnitude of the May 13 test. To do this we used the synthetic reflectivity code developed by Saikia [7]. We experimented with many different combinations of velocity and attenuation models to try to reproduce the characteristics of the observed May 11 explosion shown in

Figure 1. The model we adopted is a 1D 10-layer model with *P*-wave velocity from 5.32 to 8.33 km s<sup>-1</sup>, *S*-wave velocity from 3.07 to 4.81 km s<sup>-1</sup>, density from 2.5 to 3.4 g cm<sup>-3</sup>, the quality factor ( $Q_p$ ) for *P*-waves from 100 to 1000, and  $Q_s$  for *S*-waves from 50 to 500. First the different Green functions were calculated. Then they were convolved with a Mueller-Murphy source model for explosions. These synthetic seismograms had no transverse component particle motion since we used an isotropic source and a laterally-homogeneous layer model.

In practice it is very hard to model the signals from high-frequency explosions accurately, and indeed we found it difficult to produce synthetics that exhibited the character of the May 11 test for the *Lg*-waves. The amplitudes were reduced at the expense of reduced high frequency content. The May 11 signal in Figure 1 shows high frequency content for both *P*- and *Lg*-waves. The duration of our modeled *Lg*-wave was much shorter than the duration of the observed *Lg*-wave, which lasted 172 s as shown in Figure 1. Ideally we would like to model the case for the last two rows of Table 2 for the whole waveform since that produced our best upper bound estimate on the magnitude. But since we were not able to model the characteristics of the entire waveform satisfactorily in terms of relative amplitudes, frequency content, and duration, we chose the next best scenario and considered the test for the top two rows of Table 2 that use a 100 s window including the *P*- wave and the *S*-wave. The character of the modeled waveforms is much more comparable to those observed, for this test.

The next step in determining the effect that separation distance has on estimating the upper bound for magnitude of the May 13 test is to embed a scaled-down version of the slave event in noise and determine the threshold at which it can be detected. To do this we scaled the mean absolute value of the amplitude of the synthetic master to be equivalent to the mean absolute value of the amplitude of the observed May 11 signal, so the magnitudes are deemed equivalent at  $m_b$  5.0. Then we used for noise the empirical data in the two-minute time window in Table 2 for the May 13 event. A clear detection spike was visually observed at the expected zero lag time all the way down to magnitudes as low as 2.5, and the maximum *SCC* occurred at the correct time for magnitudes down as low as 1.88. If the slave event amplitude was scaled down below these levels then it was not detectable in the sense that some other unassociated point in time far away had the maximum *SCC* value. Therefore, the upper bound on the magnitude of the May 13 event located 10 km away from the May 11 event is 1.88 as determined by synthetic tests in a 1D model.

To interpret this number we need to consider the fact that the May 11 observed master is different from the synthetic master. The analysis is straightforward in that we repeat the procedure changed only by using a scaled-down synthetic master event instead of a scaled-down slave event. Following this calculation, the upper bound on the magnitude of the May 13 event located 0 km away as a scaled down version of the synthetic master event is 1.82. This means that the change in the upper bound is  $1.88 - 1.82 = 0.06$  magnitude units higher if the tests occurs 10 km away instead of at zero separation.

From this and other tests we conclude that even a 10 km separation does not change the upper bound as much as may have been expected—only 0.06 magnitude units. This change amounts to an increase in amplitude (of the upper bound) by only about 15%. To arrive at an upper bound for the May 13 test separated by 10 km we could simply add 0.06 to the observed 1.88 in the top two rows of Table 2 for a maximum magnitude of 1.94. However, this is not our best estimate of the upper bound as determined by the whole waveform and best time-bandwidth product in the last two rows of Table 2 with a maximum magnitude of 1.64 at zero separation. If we assume that accurately modeled synthetics for the whole waveform would not change the results that much, with an increase of 0.06 magnitude units, then our final estimate for the maximum magnitude of the May 13 test at 10 km separation would be 1.7. Given the difference of 3.3 magnitude units from the  $m_b$  value of the May 11 event, our conclusion is that any signals from May 13 test at 10 km separation must have been at least 2000 times smaller than signals from the May 11 event.

There are many reports that the May 13, 1998, test of two sub-kiloton devices was conducted in a sand dune. Such an environment would reduce seismic coupling, but the test would have had to be substantially

lower in yield than one kiloton, and not a significant fraction of a kiloton (such as the announced 500 ton and 300 ton simultaneous tests), in order for this test to have been undetected via modern cross-correlation methods applied to the NIL data.

Concerning its yield, is of interest to quote Rajagopala Chidambaram (the Chair of India's Atomic Energy Commission at the time of the tests in May 1998), writing four years later: "In a sense, the design of a sub-kiloton (i.e. less than one kiloton) test with an accurately predicted yield is more difficult than the test of a standard fission device. In the latter, you take a configuration of fissile material, plutonium or high-enriched uranium, from a sub-critical state (value less than one for the neutron multiplication factor  $k$ —defined as the ratio of the neutron population in the assembly in one generation to the neutron population in the previous generation) to maximum possible super-criticality—by imploding a mass and thereby increasing its density or by bringing masses together or by doing a bit of this and a bit of that—before the chain reaction is initiated. If there is an error in the design, the device might still work but with a lower yield. But, in a sub-kiloton test, you go from sub-criticality to marginal super-criticality, and if there is an error in the design, you may not cross the criticality line and the chain reaction may not be initiated at all." [3].

To find seismological evidence in support of claimed nuclear tests in North Korea in 2010—our second study—we searched the seismic data recorded at station MDJ in Northeastern China for five days around the origin times of tests hypothesized by De Geer [4], applying three-component cross-correlation methods and using signals from the known explosions (October 9, 2006; May 25, 2009) in North Korea as templates. Figure 2 shows the location of two nuclear tests in North Korea in 2006 and 2009, the location of numerous seismographic stations in and around the Korean peninsula, and the location of small chemical explosions and earthquakes in the region, which generated seismic signals included in the archive for station MDJ that is easily accessible at the IRIS Consortium's Data Management Center (<http://www.iris.edu/dms/dmc/>). Several examples of these MDJ recordings of small earthquakes and small chemical explosions, and the basic use of *P* to *S* spectral ratios to identify the October 9, 2006 event as a nuclear test, were described by Richards and Kim [6].

Of great importance to the present study, are small chemical explosions (yield = one or two tons TNT-equivalent) conducted in August, 1998. We failed to find seismic signals that would be expected if De Geer's scenarios were valid. Details of our analysis are given at Schaff et al [9, 10]. Using three-component seismic signals from the North Korea explosions of 2006 and 2009 as templates for our correlation detector, we concluded that no signal, originating from within a few km of these earlier announced nuclear tests, could have occurred from an explosion source, larger than magnitude 1.15 on April

14, 15, or 16, in 2010; or larger than magnitude 1.39 on May 10 or 11, 2010 (the five days hypothesized).

Another way to appreciate that seismic monitoring of North Korea can be conducted even at low yields, that is more direct, is to note that the archive of signals recorded by MDJ includes examples from a geophysical research project, conducted by American and Chinese scientists in August 1998, that used chemical explosions with yields in the range from about one to two tons (TNT-equivalent) in a refraction survey of Earth structure associated with a major volcano on the border between China and North Korea.

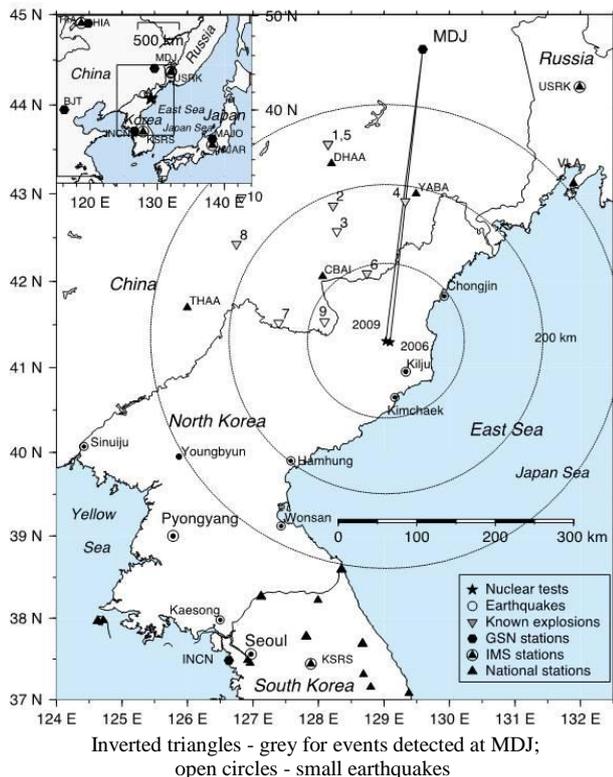


Figure 2. The location of: nuclear tests in 2006 and 2009 in northeastern North Korea; of the seismographic station at MDJ in northeastern China which supplied data for our study; and of numerous additional stations in the region

In four cases their seismic signals were recorded at MDJ with signal-to-noise high enough to enable easy detection by eye (that is, no need for the sophistication of a comparison between short-time average and long-time average signal levels, let alone the use of cross-correlation methods). Indeed, signal quality was high enough to enable measurement of their  $P$ -wave and  $S$ -wave spectra from 1 Hz to 15 Hz [5]. The peak amplitudes (zero-to-peak) of the vertical records from four shots ranged from 0.12 to 0.57  $\mu\text{m/s}$ , whereas the noise amplitudes preceding the  $P$ -wave arrivals are between 0.044 and 0.063  $\mu\text{m/s}$ . Hence, signal-to-noise ratios are between 2.0 (shot #2 of Figure 2) and 11.6 (shot #4). Their quality is high, and indicative of a capability to be able to record seismic signals easily from the types of

underground nuclear test that De Geer has proposed for five specific days in April and May of 2010.

Magnitudes used above are based on measurements of teleseismic  $P$ -waves. A more natural magnitude scale for purposes of characterizing the strength of signals at the distances of a few hundred km, is the local magnitude scale,  $ML$ , for which signals are characterized in terms of ground displacement rather than ground velocity. We estimate that the magnitude threshold of signal detection using conventional methods at MDJ for seismic signals generated around the North Korean test site ranges from  $ML$  1.7 to  $ML$  2.0. That is, we can detect seismic signals in the frequency band 1-5 Hz from a  $ML$  1.7 event occurring close to the test site during quiet night hours (2.4-4.3 nanometer background noise amplitude on MDJ records), whereas the detection threshold is somewhat higher ( $ML$  2.0) during the noisy daytime hours when the typical noise level is up to 6 nanometers.

## DISCUSSION

Our two studies, attempting to find seismic signals of low-yield nuclear tests conducted in Asia, were different from each other in several respects. Most importantly, the first study concerned a test (1998 in India) that was announced and which has been the subject of technical papers by individuals leading the team that conducted the test. The second study concerned a hypothesis, by De Geer [4], generated to explain anomalous radionuclide observations. But in some significant respects there were similarities. Most importantly, our studies concerned specific days in the past and in such cases it is typically much easier to assess detection capability than for a possible future event, because specific monitoring data (in our work, seismograms) for the time-period of interest can actually be acquired. The recording quality and noise conditions are directly apparent and do not have to be hypothesized (as is the case for a future event). Our studies were also similar in that our most restrictive upper bounds on undetected nuclear tests entailed cross-correlation with signals from known nuclear tests.

In practice, when looking at a date in the past to see what limits can be placed on what might have happened at a particular location, what matters most is an assessment of the data that are actually available from the most sensitive station or stations—which may not be a part of any declared monitoring network. There can be an understandable reluctance to take data from such stations into account when assessing detection capability in the future, because typically there is no requirement that a treaty-monitoring organization must have access to stations that are not a part of its treaty-monitoring operation, and in practice a treaty-monitoring organization would find it very difficult to incorporate a continuous data stream from such stations (even if the data were available) into the overall detection process for treaty-monitoring, every minute of every day. But on the other hand it is not appropriate to ignore data from such stations if one or more of them can provide relevant data to assess an important

claim concerning something that might have happened in the past.

Finally, we note that a key attribute for such stations to provide data that can help evaluate claims such as those made by De Geer—whether the data is confirmatory or tends to be negative—is open access. We note

that station MDJ is part of a network that is a member of the international Federation of Digital Seismographic Networks and that “Members agree to provide free and open access to their data” (a quote from <http://www.fdsn.org/about.htm>).

#### REFERENCES

1. Attarde, R.B., Shukla, V.K., Babu, D.A.R., Kulnikarni, V.V., and Kakodkar, A, Fission signatures of tests on sub-kiloton devices, BARC Newsletter No. 188, Bhabha Atomic Research Centre, 1999, available via <http://www.barc.gov.in/publications/nl> (accessed June 2012).
2. Barker, B., and 18 other authors including Richards, Monitoring Nuclear Tests, *Science*, 281: pp1967--1968, 1998.
3. Chidambaram, R. The May 1998 Pokhran Tests: Scientific Aspects, published as paper 451 by the South Asia Analysis Group in 2002 and available on-line as <http://www.southasiaanalysis.org/papers5/paper451.html>
4. De Geer, L.-E. Radionuclide evidence for low-yield nuclear testing in North Korea in April/May 2010, *Science & Global Security*, 20: pp1--19, 2012 (available from <http://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/08929882.2012.652558> )
5. Kim, W.Y., and Richards, P.G. North Korean nuclear test: seismic discrimination at low yield, *EOS, Transactions of the AGU*, 88: p157 and p161, 2007.
6. Richards, P.G., and Kim, W.-Y. Analysis of digital seismograms from nuclear explosions across forty years, *Вестник НЯЦ РК*, 2008. – Вып. 2. – С. 21 - 26.
7. Saikia, C. Modified frequency-wave algorithm for regional seismograms using Filon’s quadrature: modelling of Lg waves in eastern North America, *Geophysical Journal International*, 118: pp142--158, 1994.
8. Schaff, D.P. Semiempirical Statistics of Correlation-Detector Performance, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98: pp1495--1507, 2008.
9. Schaff, D.P., and Waldhauser, F. One magnitude unit reduction in detection threshold by cross-correlation applied to Parkfield (California) and China seismicity, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100: pp3224--3238, 2010.
10. Schaff, D.P., Kim, W.-Y., and Richards, P.G. Comments on “Radionuclide evidence for low-yield nuclear testing in North Korea in April/May 2010” by De Geer, for publication, *Science & Global Security*, summer 2012.- 56 p.

#### ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ВЗАИМНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ДЛЯ ОЦЕНКИ НЕКОТОРЫХ ЗАЯВЛЕНИЙ О ПРОВЕДЕНИИ МАЛОМОЩНЫХ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ

Шафф Д.П., Ким В.Я., Ричардс П.Г.

*Ламонт-Дохертская обсерватория Земли Колумбийского Университета, Нью-Йорк, США*

Приведены результаты исследования двух конкретных заявлений о ядерных испытаниях малой мощности: первого - в Индии 13 мая 1998 г., второго - в Северной Корее в течение пяти дней в апреле и мае 2010 г. В каждом из этих случаев не были обнаружены какие-либо сейсмические сигналы. Однако данные позволили определить верхнее пороговое значение магнитуды испытания, которое могло быть незамеченным (менее величины 1.7). Основной подход в проведенных исследованиях заключался в использовании трехкомпонентной корреляционного детектора, хорошо изученного сигнала ядерного взрыва в качестве образца и суммирования корреляционных трасс по компонентам - вертикальной, север - юг и восток-запад. Подобный подход к обнаружению обеспечивает оптимальные средства детектирования известных сигналов при наличии гауссова шума.

#### ҚАТЫ АЗ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАР ЖҮРГІЗІЛУ ТУРАЛЫ КЕЙБІР МӘЛІМДЕМЕЛЕРІН БАҒАЛАУ ҮШІН ӨЗАРА КОРРЕЛЯЦИЯЛАУ ӘДІСТЕРІН ҚОЛДАНУ

Шафф Д.П., Ким В.Я., Ричардс П.Г.

*Колумбия университетінің Ламонт-Дохерт Жер обсерваториясы, Нью-Йорк, АҚШ*

Қауаты аз ядролық жарылыстар туралы: біріншісі - Үндістанда, 1998 ж. 13 мамырда, екіншісі – Солтүстік Кореяда – 2010 ж. сәуір мен мамырда бес күн ішінде, екі нақты мәлімдемелерін зерттеу нәтижелері келтірілген. Осы оқиғалардың екеуінде де қандай болса да сейсмикалық сигналдары табылмаған. Бірақта деректері, байқалмауы мүмкін болу магнитуданың жоғарғы табалдырық мәнін (1.7 кем емес) анықтауына мүмкіншілік берген. Жүргізілген зерттеулерінде негізгі көзқарасы, үшкомпонентті корреляциялық детекторын, үлгі ретінде ядролық жарылыстың жақсы зерделенген сигналын және корреляциялық трассаларын үш компоненті бойынша – вертикаль, солтүстік-оңтүстік және шығыс-батыс – қосындылауын пайдалануында тұрған. Табу мәселесіне осындай көзқарасы гаусс шуы болуында белгілі сигналдарын детекторлеуінің оңтайлы құралдарын қамтамасыз етеді.

УДК 550.334:621.039.9

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ И ПРОДУКТОВ ОРГАНИЗАЦИИ ДОГОВОРА О ВСЕОБЪЕМЛЮЩЕМ ЗАПРЕЩЕНИИ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ В СЕЙСМИЧЕСКОМ МОНИТОРИНГЕ РОССИИ

Старовойт О.Е., Коломнец М.В., Рыжикова М.И.

*Геофизическая служба РАН, Обнинск, Россия*

Представлен опыт использования Геофизической службой РАН данных и информационных продуктов Организации Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ОДВЗЯИ) и Казахстанского национального центра данных (КНЦД) в сейсмическом мониторинге России и сопредельных территорий в режиме оперативной обработки информации за последние 5 лет.

### МЕТОДИКА РАБОТЫ ССД

Работа Службы срочных донесений (ССД) Геофизической службы РАН базируется на первичных данных, которые поступают в информационно-обработывающий центр в Обнинске в режиме, близком к реальному времени, в виде волновых форм и времен вступления первых фаз. Современная сеть сейсмических станций, участвующих в работе ССД в режиме, близком к реальному времени, состоит (рисунок 1) из 54 станций, сейсмограммы которых обрабатываются непосредственно в Информационно-обработывающем центре - ИОЦ (красные и желтые треугольники) и 48 станций, данные которых поступают в ССД в виде автоматически выделенных вступлений (arrival) (зеленые треугольники) [1].

Автоматически выделенные первые вступления поступают в ССД от трех различных международных сейсмологических центров: по 9-ти станциям – из Международного центра данных IDC CTBTO (SLSL ARRIVAL – Standard List of Signal Detections), по 16 станциям – из Казахстанского национального центра данных KNDC и по 23 станциям - из Корпорации сейсмологических университетов США IRIS-IDA (ассоциированные вступления).

Волновые формы, регистрируемые сейсмическими станциями, поступившие в режиме, близком к

реальному времени, анализируются на наличие вступлений по алгоритму LTA/STA с помощью программы AUZ, результаты работы которой заносятся в базу данных БД WSG (MS SQL) основного сервера SSD-SERV [2]. При наличии АЧХ канала для станции проводится автоматический замер амплитуды и периода для выделенного момента вступления, которые также записываются в БД. Выделенные вступления, а также arrival-вступления, поступившие из международных центров, используются для получения первого предварительного расчета параметров гипоцентра в ССД, который проводится автоматически программой AssocW [4], так же работающей на основном сервере. Данная программа перебирает все возможные комбинации неассоциированных фаз вступлений для нахождения возможного гипоцентра. Если при некотором наборе вступлений найдется решение со станционными невязками менее 1.5–2 сек, то оно сохраняется в БД WSG (MS SQL) и CSS v3.0 (ORACLE) и используется далее как первое приближение для оценки гипоцентра по программе WSG. Магнитуда по объемной волне рассчитывается автоматически по всем станциям, где есть замеры амплитуды и периода, и усредняется.

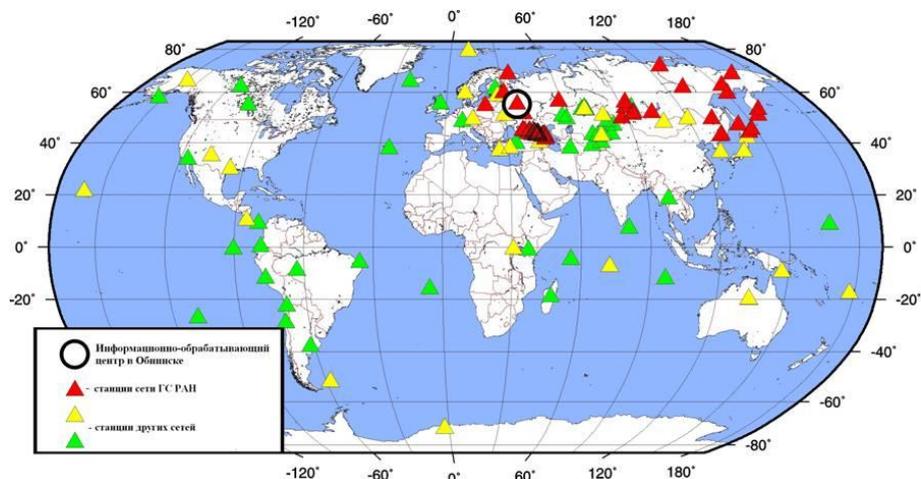


Рисунок 1. Сейсмические станции, данные которых используются в ССД ГС РАН

С 2009 г. ведется автоматическая отправка срочного донесения ССД с результатом предварительного автоматического определения параметров эпицентра программой AssocW. Заданные параметры для автоматической отправки ССД также введены в 2009 г. и остались прежними: для землетрясений Мира с  $M \geq 6$ , для землетрясений Северной Евразии с  $M \geq 5$  при условии, что число станций, участвующих в расчете  $\geq 10$ . Основными направлениями развития ССД, по-прежнему, являются: уменьшение времени передачи срочного донесения и снижение магнитудного уровня землетрясений России, что решается путем увеличения числа станций, расположенных на территории России, и автоматизацией обработки первых вступлений. На рисунке 2 приведен график уменьшения времени передачи донесений в ССД с одновременным увеличением числа станций по годам.

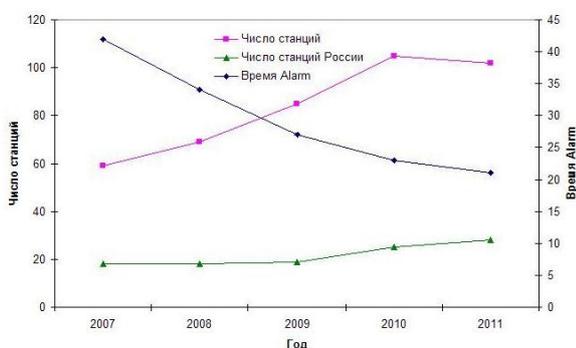


Рисунок 2. Уменьшение времени передачи донесений в ССД и увеличение числа станций за период 2007 – 2011 гг.

К 2011 г. число станций, данные которых поступают в режиме, близком к реальному времени, увеличилось с 59 до 102, из них число российских станций - с 17 до 27. Среднее время передачи первого предварительного донесения (Alarm) уменьшилось с 42 до 21 мин.

Для сокращения времени передачи автоматического донесения (Alarm) необходимо перевести программу AssocW на использование данных только от региональных станций. В 2011 г. в экспериментальном режиме на сервере kivhub работала программа автоматического расчета гипоцентров событий для региона Кавказа. Использовались данные 28 станций России и 12 зарубежных станций (в том числе, Акбулак - ABKAR, Боровое - BRVK, Каратау - KКАR) с эпицентрными расстояниями до  $20^\circ$  [3].

Уточненное срочное донесение ССД, в котором параметры события определены и проанализированы оператором, рассылаются по электронной почте в различных форматах по 60 адресам в заинтересованные правительственные и научные организации, в первую очередь, МЧС (Министерство по чрезвычайным ситуациям), а также в различные международные сейсмологические центры. Кроме того, заполняется БД (MS SQL, ORACLE и Access), данные помещаются на сайт ГС РАН [4]. По редким, уни-

кальным землетрясениям, ощутимым с силой 5 и более баллов на территории России и сопредельных территориях, а также по разрушительным землетрясениям мира составляются и помещаются на Web-страницу ГС РАН Информационные сообщения. За последние 5 лет, с 2007 г. по 2011 г., число событий, регистрируемых ССД, вышло на относительно стабильный уровень и составляет свыше 4 тыс. землетрясений в год (рисунок 3).

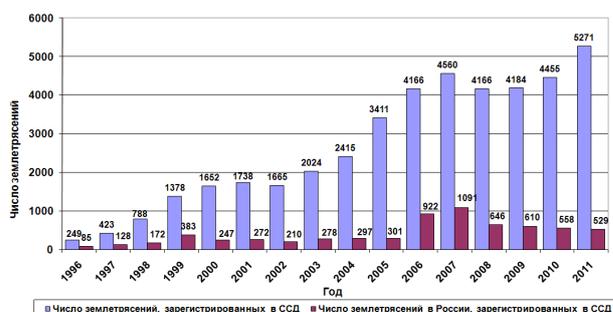


Рисунок 3. Число землетрясений, зарегистрированных в Службе срочных донесений за 1996 – 2011 гг.

Зафиксированы отдельные всплески сейсмической активности, а именно, землетрясения с магнитудой  $M_S > 8$ , сопровождающиеся многочисленными афтершоками: в 2007 г. – 13 января на Курильских островах ( $M_S=8.2$ ) и 12 сентября два землетрясения с разницей в 12 часов у побережья Южной Суматры ( $M_S=8.3$  и  $M_S=8.1$ ); в 2011 г. – 11 марта Японское землетрясение Тохоку ( $M_S=8.8$ ). На рисунке 4 приведены кумулятивные графики повторяемости землетрясений на территории России, данные по которым обработаны в ССД в 2007 – 2011 гг.

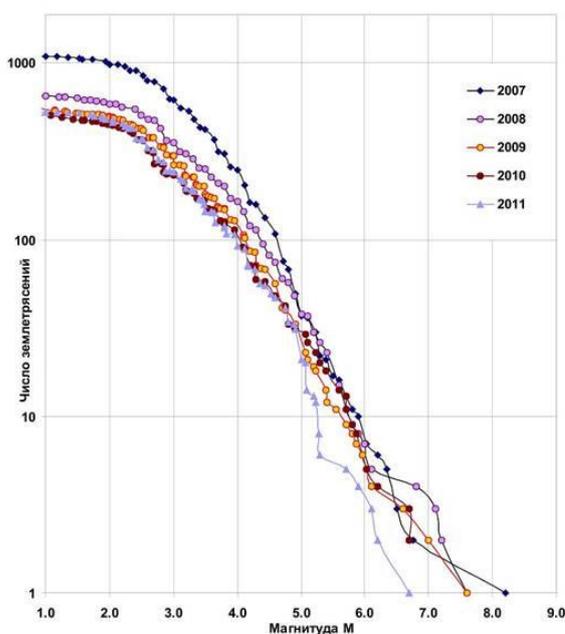


Рисунок 4. Кумулятивные графики повторяемости землетрясений на территории России согласно ССД за 2007 – 2011 гг.

Расчет магнитуды  $M$ , исходя из значений  $MS$  и  $m_b$ , выполнен по формулам из [Кондорская и др., 1993]:  $M=MS$ , если  $h \leq 70$ ;  $M=1.59m_b-3.67$ , если  $h \leq 70$ ;  $M=1.77m_b-6$ , если  $h > 70$  и  $h \leq 390$ ;  $M=1.85m_b-5.7$ , если  $h > 390$ .

Из рисунка 4 следует, что представительность регистрируемых землетрясений возросла с  $M \sim 4$  в 2007 г. до  $M \sim 3$  в 2011 г. Наблюдаемое в 2011 г. нарушение хода сейсмического режима для землетрясений с  $M > 5$  связано с аномально слабой сейсмичностью на территории России. Наиболее сильное землетрясение ( $M=6.7$ ) произошло в 2011 г. в Республике Тыва 27 декабря.

#### **ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ СТВТО И KNDC В РЕЖИМЕ, БЛИЗКОМ К РЕАЛЬНОМУ ВРЕМЕНИ**

В таблице 1 показано участие данных различных станций в ССД в режиме, близком к реальному времени [5]. Как следует из таблицы 1, из 11 станций СТВТО, волновые формы 2-х станций (KLR и SEY) поступают и обрабатываются в ИОЦ, а по 9 станциям поступают автоматические вступления (SLSD ARRIVAL). Из 15 станций KNDC волновые формы 2-х станций (BRVK и KURK) поступают и обрабатываются в ИОЦ, а по 13 станциям поступают автоматические вступления. На рисунке 5 эти станции

показаны в числе 50 самых используемых в ССД ГС РАН в 2011 г.

На рисунке 6 показано участие данных от станций, поступивших в ССД из СТВТО и KNDC в виде автоматических вступлений, за период 2007 - 2011 гг.

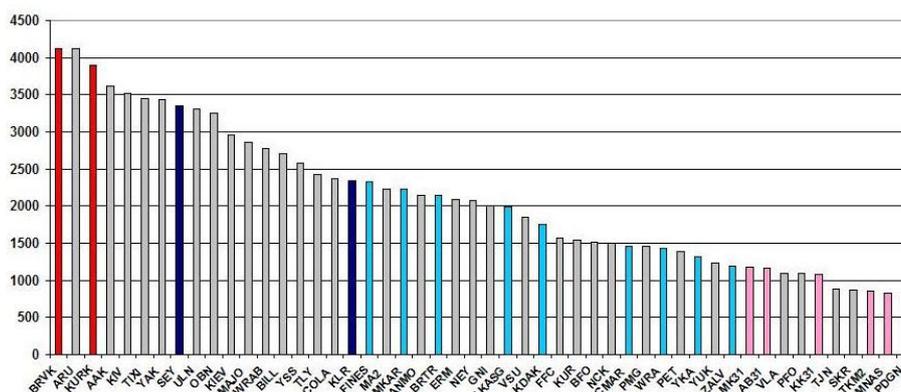
#### **ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ССД ДАННЫХ БЮЛЛЕТЕНЯ SEL1 СТВТО**

В ССД по подписке поступают данные бюллетеня SEL1 (Standard Event List 1) Международного центра данных, который представляет собой вступления основных сейсмических волн, создаваемые на основе автоматического программного выделения, позволяющие дополнить данные национальной сейсмической сети, что позволяет повысить точность определения основных параметров очагов землетрясений [6]. Время поступления бюллетеня SEL1 с момента возникновения землетрясения сократилось от 2 часов в 2007 г. до 1 часа в 2011 г. Данные бюллетеня SEL1 использовались для локации слабых Курильских землетрясений с  $M \leq 4$ . В таблице 2 и на рисунке 7 приведен пример локации землетрясения с  $M_b=3.9$ , произошедшего 24 января 2008 г. 04:57:27.0, по данным 17 станций. Параметры землетрясения: Lat = 44.21, lon = 147.48, depth= 80 км, mb - 3.9/9.

*Таблица 1. Участие сейсмических станций в работе ССД в 2011 г.*

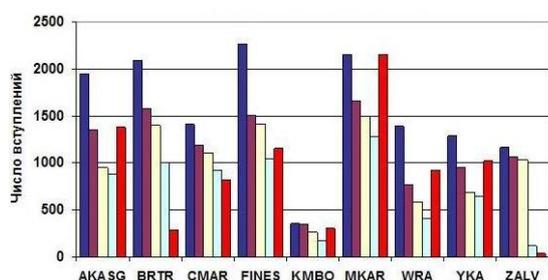
№ п/п	Код станции	Название станции, географическое положение	Сеть	Поступают в виде		Участие	
				волн. формы	авт. вступления из центров	все зем-ния N=5271	с $M \geq 6.5$ N=70
1	AB31	Акбулак Аггау, Казахстан	NNC		2 (КНЦД)	1167	35
2	AKASG	Малин Аггау, Украина	NSAU		1 (ОДВЗЯИ)	1992	27
3	AKTK	Актюбинск, Казахстан	NNC		2	721	20
4	ASHT	Ашхабад, Туркменистан			2	14	9
5	BRTR	Keskin Аггау, Турция	ISK		1	2144	31
6	BRVK	Боровое, Казахстан	NNC	+	2	4122	66
7	CHKZ	Чкалово, Казахстан	NNC		2	498	16
8	CMAR	Chiang Mai Аггау, Таиланд			1	1455	18
9	DGAR	Diego Garcia, Индийский океан			1	138	40
10	DZET	Джерино, Таджикистан			2	227	7
11	FINES	FINES Аггау, Финляндия	HEL		1	2323	32
12	KKAR KK31	Каратау Аггау, Казахстан	NNC	+	2	143 1085	1 38
13	KLR	Кульдур, Россия	OBN	+		2342	46
14	KMBO	Kilima Mbogo, Кения	NAI		1	367	22
15	KURK	Курчатов, Казахстан	NNC	+	2	3896	58
16	MAKZ	Маканчи, Казахстан	NNC		2	367	21
17	MKAR MK31	Маканчи Аггау, Казахстан	NNC		1, 2	2229 1182	35 19
18	MNAS	Талас, Кыргызстан	KYRG		2	828	27
19	PDGN	Подгорное, Казахстан	NNC		2	823	26
20	SEY	Сеймчан	NERS	+		3351	59
21	SFK	Суфи-Курган, Кыргызстан	KYRG		2	285	13
22	VOSK	Восточное Аггау, Казахстан	NNC		2	428	17
23	WRA	Warramunga Аггау, Австралия	CAN		1	1428	18
24	YKA	Yellowknife Аггау, Канада	OTTR		1	1321	14
25	ZALV	Залесово Аггау, Россия	RIPT		1	1198	13
26	ZRNK	Zerenda, Казахстан	NNC		2	528	17

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ И ПРОДУКТОВ ОРГАНИЗАЦИИ ДОГОВОРА  
О ВСЕОБЪЕМЛЯЮЩЕМ ЗАПРЕЩЕНИИ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ В СЕЙСМИЧЕСКОМ МОНИТОРИНГЕ РОССИИ**

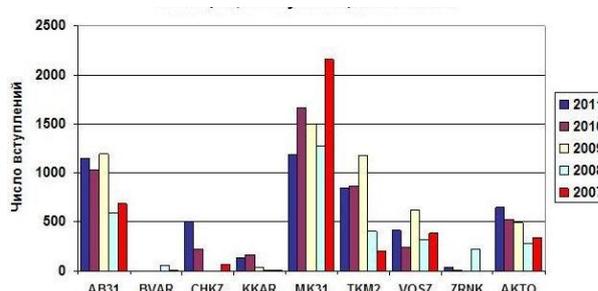


Цвет: красный, розовый - станции KNDC, синий, голубой - станции СТВТО

Рисунок 5. 50 самых используемых станций в ССД ГС РАН в 2011 г.



а – от СТВТО



б – от KNDC

Рисунок 6. Использование данных различных станций в Службе срочных донесений ГС РАН в 2007 - 2011 гг.

Таблица 2. Результаты локации землетрясения с  $M_b=3.9$  на Курилах по данным 17 станций

N	COD	TIME	PHAS	DELTA	AZIM	MB	NET
1	YUK	04:57:49.5	P	1.18	261	-	SKHL
2	ERM	04:58:25.9	P	3.85	237	-	HSS
3	YSS	04:58:33.4	P	4.31	312	-	SKHL
4	SEY	05:01:43.8	P	18.98	7	-	NERS
5	BILL	05:02:53.0	P	25.91	16	4.3	NERS
6	ULN	05:03:13.0	P	28.07	292	-	OBM
7	SONM	05:03:16.5	P	28.52	292	3.9	OBM
8	COLA	05:05:00.2	P	40.56	36	-	NEIC
9	MKAR	05:05:32.4	P	44.78	297	3.8	NNC
10	CMAR	05:05:59.0	P	47.88	254	4.0	BKK
11	YKA	05:06:54.4	P	55.29	34	3.9	OTTR
12	ARCES	05:07:18.0	P	58.90	340	3.9	NAO
13	WRA	05:08:00.2	P	64.96	194	-	CAN
14	ASAR	05:08:23.5	P	68.68	193	-	AUST
15	NOA	05:08:26.2	P	69.26	339	3.9	NAO
16	ULM	05:08:37.3	P	70.99	37	3.9	OTT
17	TXAR	05:09:42.3	P	82.20	57	3.9	USAF

Примечание – красным цветом в таблице выделены станции с данными из SEL1 СТВТО (рисунок 7)

По 7 станциям из 17 (YUK, ERM, YSS, SEY, BILL, ULN, COLA) данные непрерывно поступают в ССД в виде волновых форм в режиме, близком к реальному времени, а по 10 станциям получены из SEL1 СТВТО (MKAR, CMAR, YKA, ARCES, WRA, ASAR, NOA, ULM, TXAR).

Всего за период 2007 - 2011 гг. в ССД обработано 653 слабых Курильских землетрясений с магнитудой  $m_b \leq 4$ . В определении параметров 605 из них

использованы данные бюллетеня SEL1. На рисунке 8 показан процентный вклад 18 станций из SEL1 СТВТО в определение параметров всех землетрясений Курил с  $m_b \leq 4$ .

Из диаграммы, приведенной на рисунке 8, видно, что доля участия станций из SEL1 СТВТО больше 50 %.

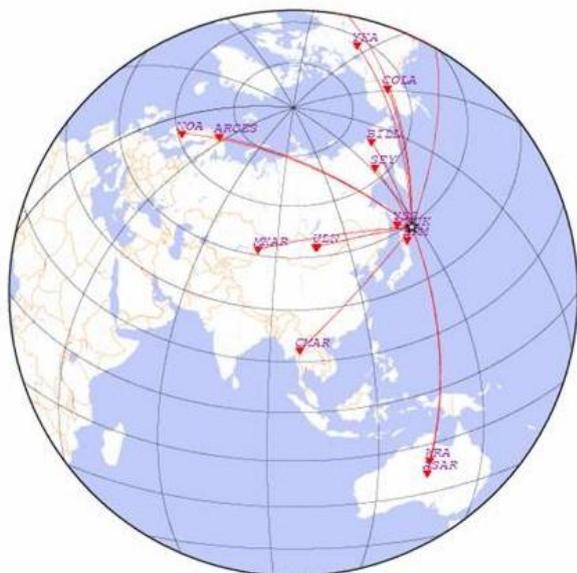


Рисунок 7. К определению параметров землетрясения  $m_b=3.9$  на Курилах с использованием данных SE1 СТВТО

#### ВЫВОДЫ

Использование в оперативном режиме данных и продуктов СТВТО и KNDC в Службе срочных донесений Геофизической службы РАН повышает эффективность ее работы. На основании многолетнего стабильного поступления этих данных появилась возможность введения в практику ССД автоматического ассоциатора AssocW. Это позволило умень-

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Старовойт, О. Е. Служба срочных донесений ГС РАН / О. Е. Старовойт, Л. С. Чепкунас, М. В. Коломиец // Землетрясения Северной Евразии в 2006 году // Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 264 – 271.
2. Красилов, С. А. Организация процесса обработки цифровых сейсмических данных с использованием программного комплекса WSG / С. А. Красилов, М. В. Коломиец, А. П. Акимов // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы международной сейсмологической школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций «Пулково» и «Екатеринбург» // Обнинск: ГС РАН, 2006. – С. 77 – 83.
3. Акимов, А. П. Автоматический модуль быстрого определения параметров гипоцентра землетрясения по данным цифровой сейсмической сети / А. П. Акимов // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Четвертой Международной сейсмологической школы // Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 3 – 7.
4. Геофизическая служба РАН [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.ceme.gsras.ru>.
5. Старовойт, О. Е. Использование данных и продуктов Организации по ДВЗЯИ в сейсмическом мониторинге России / О. Е. Старовойт, И. П. Габсатарова, М. В. Коломиец // Вестник НЯЦ РК, 2007. – Вып. 2. — С. 9 – 12.
6. Старовойт, О. Е. Мониторинг афтершоковых процессов с использованием данных ОДВЗЯИ на примере Курильских землетрясений 15.11.2006 и 13.01.2007 / О. Е. Старовойт, М. В. Коломиец // Вестник НЯЦ РК, 2008. – Вып. 2. – С. 85 – 89.

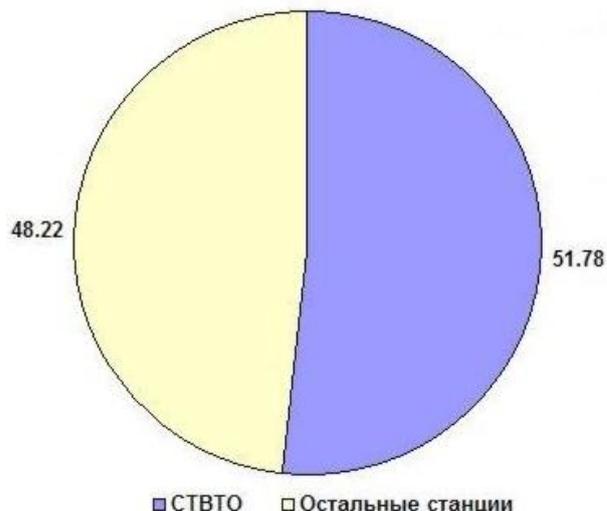


Рисунок 8. Участие станций СТВТО в определении параметров Курильских землетрясений с  $m_b \leq 4$

шить время передачи автоматического донесения (Alarm), снизить магнитудный уровень и повысить точность определения параметров для слабых землетрясений на территории России. Представляется возможным использование этих данных при введении в ССД региональных ассоциаторов с целью дальнейшего уменьшения времени передачи автоматического донесения.

### ЯДРОЛЫҚ СЫНАУЛАРЫНА БӘРІН СЫЙДЫРАТЫН ТҮЙІМ САЛУ ТУРАЛЫ ШАРТЫ БОЙЫНША ҰЙЫМНЫҢ ДЕРЕКТЕРІ МЕН ӨНІМДЕРІН РЕСЕЙДІҢ СЕЙСМИКАЛЫҚ МОНИТОРИНГІСІНДЕ ПАЙДАЛАНУ

Старовойт О.Е., Коломиец М.В., Рыжикова М.И.

ГФА Геофизикалық қызметі, Обнинск, Ресей

Ядролық сынауларына бәрін сыйдыратын тыйым салу туралы шарты бойынша ұйымның және Қазақстандық ұлттық деректер орталығының (КНЦД) деректері мен ақпараттық өнімдерін Ресейдің және жанасқан аумақтардың сейсмикалық мониторингінде жедел өңдеу режимінде соңғы 5 жыл ішінде пайдалану тәжірибесі қорытылған.

**CTBTO DATA AND DATA PRODUCTS IN SEISMIC MONITORING IN RUSSIA**

**O.Ye. Starovoit, M.V. Kolomiyets, M.I. Ryzhikova**

*Geophysical Service RAS, Obninsk, Russia*

The presentation describes experience of Geophysical Service RAS gained from use of Comprehensive Nuclear Test-Ban Treaty Organization data and its data products as well as of Kazakhstani National Data Center data and data products (CAPSSI IGR NNC RK) in seismic monitoring in Russia and in bordering areas in a near-real time mode data processing over the last 5 years.

УДК 550.834:621.039.9

## ОБНАРУЖЕНИЕ И РАСПОЗНАВАНИЕ ВЗРЫВНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Хайретдинов М.С., Авроров С.А.

*Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Россия, Новосибирск*

Предлагается информационная технология автоматизированной геоакустической локации событий, порождаемых природными и техногенными процессами, с использованием сейсмических сетей и мобильных сейсмических групп. Сформулирована общая постановка проблемы и связанные с ней задачи обеспечения высокоточного определения параметров сейсмических волн, порождаемых источниками, на фоне сейсмических шумов. Рассмотрены вопросы идентификации полезных волн и волн-помех. Эффективность предлагаемой технологии иллюстрируется на примере локации удалённых промышленных и полигонных взрывов.

**ВВЕДЕНИЕ**

К настоящему времени в мире создан ряд глобальных информационных сетей для мониторинга природных и техногенных процессов в интересах защиты окружающей среды, в социальных и научных целях. Примером такой сети является международная система мониторинга IMS (International Monitoring System) Организации по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний, предназначенная для регистрации возможных ядерных испытаний и других событий [1], происходящих в различных районах Земли. Несмотря на специфику решаемых задач, в каждой из сетей можно выделить некоторую общую архитектуру построения, характеризуемую тремя уровнями иерархии: нижний, средний, верхний. Нижний уровень - это датчики регистрации физических процессов совместно с промежуточными центрами сбора данных (автономные станции). Средний уровень - локальные центры сбора и обработки данных на уровне региона. Верхний уровень - глобальный центр сбора и обработки данных на уровне страны, мира. Одна из основных задач мониторинга сейсмических событий связана с восстановлением их параметров в очаге (географические координаты, глубина, мощность, время в очаге) по сейсмическим сигналам, зарегистрированным сетью сейсмических станций либо сейсмической группой.

Комплекс задач мониторинга распределяется между различными уровнями сети: на нижнем уровне осуществляется первичная обработка регистрируемых колебаний разной физической природы - сейсмических, акустических, гидроакустических и т.д., - в реальном масштабе времени с целью определения основных характеристик упругих волн (времена вступления различных типов волн и их амплитуды). На верхних уровнях сети получают уточненное решение задачи о параметрах произошедших событий.

В статье рассмотрены информационные технологии, способствующие повышению точности и производительности решения задач мониторинга на разных уровнях иерархии в условиях воздействия внешних шумов.

**ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ**

Задача оценивания неизвестных параметров источника сводится к решению нелинейной системы условных уравнений [2]:

$$\vec{t} = \vec{\eta}(X, \theta) + \vec{\varepsilon}, \quad (1)$$

где  $\vec{t} = (t_1, t_2, \dots, t_N)$  - вектор времен пробега сейсмических сигналов;  $\vec{\eta}(X, \theta)$  -  $N$ -мерный вектор вычисляемых времен пробега (теоретический график) или функция регрессии;  $\vec{\varepsilon} = (\varepsilon_1, \dots, \varepsilon_N)^T$  - вектор невязок,  $\vec{\theta} = (x, y, z, v, t)^T$  -  $m$ -мерный вектор оцениваемых параметров;  $X = (\vec{x}_1, \vec{x}_2, \dots, \vec{x}_N)$  - матрица координат датчиков (или точек излучения);  $N$  - число датчиков (или точек излучения). В качестве оцениваемых параметров выступают пространственные координаты источника -  $x, y, z$ , - скоростная характеристика среды  $v$  и время в источнике  $t$ . В ряде случаев скорость в среде является известной. При оценивании параметров пользуются сведениями о распределении ошибок  $\varepsilon_i = t_i(\vec{x}_i, \vec{\theta}) - \eta(\vec{x}_i, \vec{\theta})$ . Будем в дальнейшем предполагать, что  $\varepsilon_i$  - взаимно независимые случайные величины, имеющие распределение с нулевым средним и заданными дисперсиями:  $E\varepsilon_i = 0$ ,  $E\varepsilon_i \varepsilon_j = \sigma_i^2 \delta_{ij}$ ,  $\sigma_i = \sigma(\vec{x}_i)$ ,  $\delta_{ij}$  - символ Кронекера,  $i = 1, 2, \dots, N$ . В случаях затруднений с заданием дисперсий, можно принять их равными и получить несмещенную оценку дисперсии наблюдения с единичным весом.

Решение уравнения (1) сводится к решению обратной задачи. При этом точность решения зависит, в первую очередь, от ошибок оценивания вектора времен  $\vec{t} = (t_1, t_2, \dots, t_N)$ , скорости  $v$ , измеренных шумов  $\vec{\varepsilon} = (\varepsilon_1, \dots, \varepsilon_N)^T$ , выбора геометрии расположения датчиков на дневной поверхности Земли. В частности, для триады сейсмических станций ( $N=3$ ) ошибки определения азимута на источник и расстояния «источник - приемник» в полярной системе координат соответственно составляют [3]:

$$\sigma_{AZ}^2 = \sigma_t^2 F_1(\vec{t}, \vec{\eta}), \quad \sigma_R^2 = \sigma_t^2 F_2(\vec{t}, \vec{\eta}) \quad (2)$$

Здесь:  $\sigma_i^2$  - ошибка оценивания времени прихода, а  $\vec{\eta}$  - вектор параметров, характеризующий геометрию расстановки сейсмической группы.

Как видно из выражений (2), погрешность определения координат источника напрямую зависит от ошибок измерения времён вступления волн. Невязка времен пробега в (1) связана, в первую очередь, с существующей горизонтальной и вертикальной неоднородностью коры и верхней мантии Земли, которая определяет большие вариации параметров сейсмических волн, регистрируемых на разных удалениях станций от источника и при разных азимутах их расположения относительно источника. В связи с этим проблема учёта вариаций скоростей сейсмических волн вдоль трасс распространения в окрестности сейсмостанций является актуальной в современной сейсмологии. Традиционно необходимые поправки получают на основе регистрации взрывов и землетрясений. Нетрадиционный подход основан на просвечивании сейсмических трасс и зон расположения сейсмостанций по различным азимутальным направлениям с помощью мощных сейсмических вибраторов. С учетом сказанного выделены следующие основные этапы решения поставленной задачи: 1) обнаружение и измерение времен вступлений волн на фоне внешних шумов; 2) расчет параметров источника; 3) отображение координат источника на цифровой карте местности.

Первый этап реализуется на нижнем уровне сети. На этом этапе существует большая потребность в автоматизированной технологии решения задач в реальном масштабе времени. Такая технология призвана в помощь человеку – оператору, чтобы снять с него множество рутинных операций обработки данных в условиях непрерывного мониторинга событий, к тому же регистрируемых на фоне, как правило, повышенных шумов. По отношению к источникам импульсного типа, например, промышленным взрывам, ошибка определения времен прихода волн определяется дисперсией вида:

$$\sigma_\tau^2 = \frac{\tau_u}{2\Delta f(2E/N_0)}. \quad (3)$$

Здесь  $\tau_u$  – длительность волнового импульса,  $\Delta f$  – ширина его спектра,  $E/N_0$  – отношение энергии импульса к спектральной плотности внешнего шума. Как следует из (3), уменьшение погрешности можно достичь за счет увеличения соотношения энергий сигнала и шума, расширения спектра частот  $\Delta f$ , занимаемого импульсом, а также за счет сжатия волнового импульса во времени путем приведения его к  $\delta$ -образному импульсу. Ниже рассматриваются алгоритмы решения задачи минимизации погрешностей оценивания времен с учетом (3).

### ИЗМЕРЕНИЕ ВРЕМЕН ВСТУПЛЕНИЙ ВОЛН НА ОСНОВЕ ВЕЙВЛЕТ-ФИЛЬТРАЦИИ

При решении задачи локации сейсмического источника на основе произвольной взаимной расстановки сейсмоприёмников появляется необходимость определения времён вступления волн по данным одного канала регистрации. В этом случае алгоритм повышения соотношения сигнал/шум по отношению к волновым импульсам наиболее эффективно реализуется с помощью вейвлет-фильтрации, основанной на разложении одномерного сигнала по базису, сконструированному из обладающей определенными свойствами солитоноподобной функции (вейвлета) посредством масштабных изменений и переносов. В основе вейвлет-фильтрации лежит интегральное вейвлет-преобразование вида:

$$X(\tau, s) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)\Psi_{\tau,s}(t)dt. \quad (4)$$

Здесь:  $f(t)$  - волновой импульс,

$$\Psi_{\tau,s}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}}\psi\left(\frac{t-\tau}{s}\right), \tau, s \in R; \psi \in L^2(R).$$

Базис функционального пространства  $L^2(R)$  может быть построен с помощью непрерывных масштабных преобразований и переносов вейвлета  $\psi(t)$  с произвольными значениями базисных параметров – масштабного коэффициента  $s$  и параметра сдвига  $\tau$ . Наиболее подходящими для аппроксимации сейсмических колебаний являются вейвлеты Добеши [4]. При этом возникает задача подбора порядка материнского вейвлета для обеспечения наилучшего приближения к конкретным видам волновых импульсов. Пример вейвлет-фильтрации волнового импульса, порожденного полигонными взрывами (рисунок 1а), приведен на рисунке 1б.

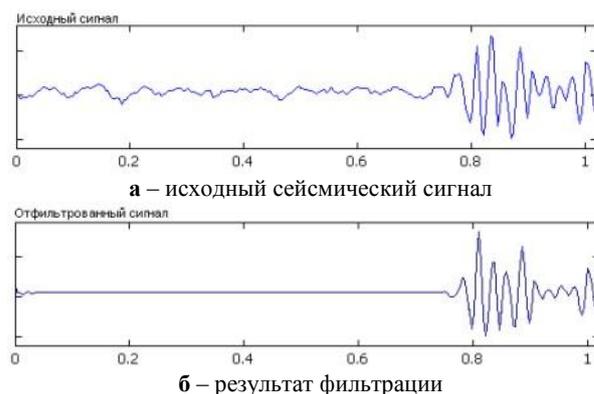


Рисунок 1. Пример фильтрации реальной записи полигонного взрыва с использованием вейвлет-фильтрации

По результатам анализа среди вейвлетов Добеши в настоящей работе был выбран вейвлет порядка 4. При этом обеспечивается наилучшая аппроксимация формы рассматриваемого волнового импульса. В результате обработки удалось достичь соотношения

сигнал/шум, равного 140 (рисунок 16). Для иллюстрации качества аппроксимации на рисунке 2 приведена зависимость ошибки аппроксимации от глубины вейвлет-декомпозиции. Качество аппроксимации оценивалось по среднеквадратичной ошибке уклонения результата вейвлет-фильтрации от исходного сигнала.

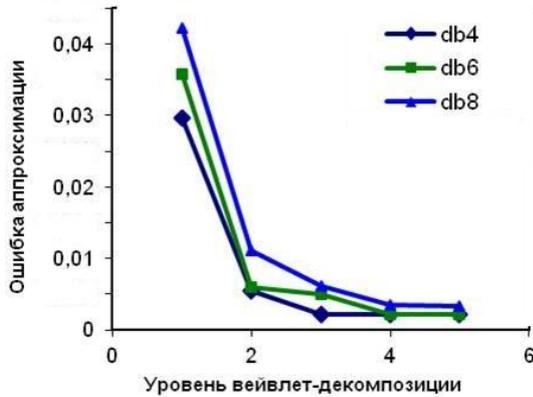


Рисунок 2. График зависимости ошибки аппроксимации сейсмического сигнала от глубины вейвлет-декомпозиции при использовании вейвлетов Добеши 4, 6, 8 порядков, вычисленные для сейсмического сигнала полигонного взрыва

Действительно, использование вейвлетов порядка выше 4-го не дает эффекта в повышении качества аппроксимации. Из рисунка 2 видно, что основная энергия анализируемого сигнала сосредоточена на 1 и 2 уровнях вейвлет-декомпозиции. Данные уровни считаются информативными, остальные подлежат обнулению. Пример вейвлет-фильтрации модельного сигнала полигонного взрыва (рисунок 3б) с наложенным шумом в соотношении сигнал/шум, равном 1/4 приведён на рисунке 3а. Результат применения вейвлет-фильтра с дополнительным использованием алгоритма детектирования STA (short-time average)/LTA (long-time average) с параметрами 0.1 с/1 приведён на рисунке 3в.

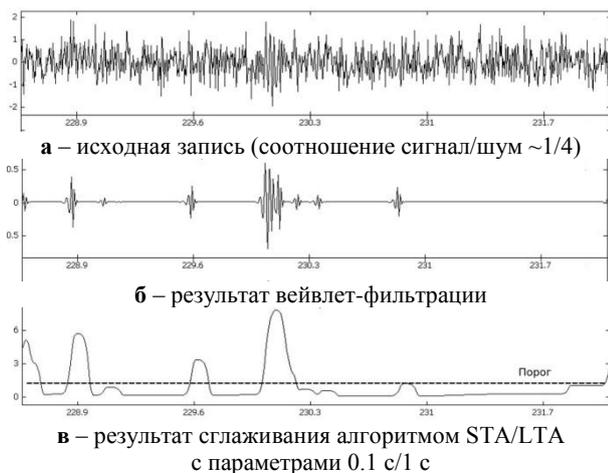


Рисунок 3. Результаты одноканальной обработки модельного сигнала с применением вейвлет-фильтрации и алгоритма STA/LTA

Для оценки точности вычисления времён вступлений сейсмических волн на основе предложенного алгоритма вейвлет-фильтрации проведён модельный эксперимент. В качестве модели сейсмической волны использован широко распространённый в геофизике импульс Берлаге вида

$$y(t) = (ate^{-at})^2 \sin(2\pi f_0 t) \quad (5)$$

с параметрами  $a=1, n=1, \alpha=20, f_0=42$  Гц. Данный набор параметров функции Берлаге приближённо соответствует частотно-временным свойствам сейсмических волн от полигонных взрывов. Для каждого отдельно взятого модельного импульса вычислена ошибка  $\Delta t = \hat{t} - t$ , где  $\hat{t}$  - оценка времени вступления импульса,  $t$  - истинное время вступления. Для обнаруженных импульсов определено значение среднеквадратического отклонения измерения времен вступлений. Результаты модельного эксперимента по оценке погрешностей вычисления времён вступлений волн приведены на рисунке 4. Для сравнения здесь же приведены погрешности измерений по двум другим алгоритмам - многоканальным синхронным сложениям и мультипликативной обработкой.

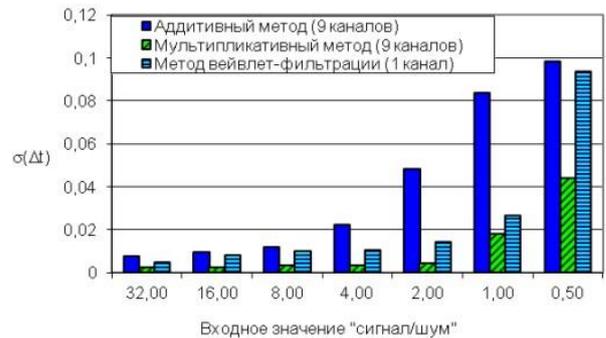


Рисунок 4. Погрешности вычисления времён вступлений волн  $\sigma(\Delta t)$  для многоканальной обработки (аддитивного и мультипликативного методов) и одноканального метода вейвлет-фильтрации при различных входных значениях сигнал/шум (данные модельного эксперимента)

Из рисунка 4 видно, что в данном эксперименте погрешность вычисления времен вступлений волн с использованием вейвлет-фильтрации не превосходит и даже меньше погрешностей, вносимых многоканальным аддитивным алгоритмом.

### РАСПОЗНАВАНИЕ ТИПА СОБЫТИЙ

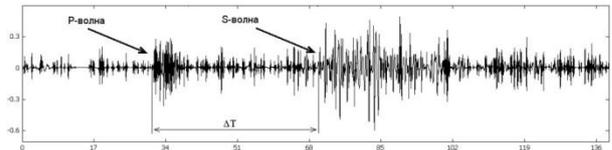
В реальных условиях стационарный сейсмический шум осложнен присутствием ложных импульсов-помех, имеющих техногенную природу (транспортные шумы, движение пешеходов и т.д.). Во избежание ошибочной интерпретации шумовых всплесков как полезных сигналов дальнейшая фаза обработки предусматривает идентификацию источника сейсмических сигналов, результат которой - отнесение всплесков к одному из двух классов: взрыв или помеха. Построение системы идентификации сейсмических сигналов подразумевает выбор

системы информативных признаков, на основе которой проводится классификация.

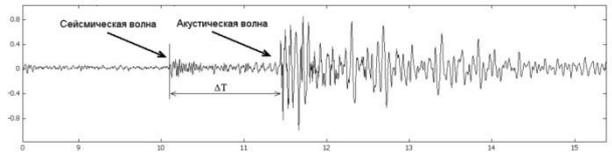
В результате многократных экспериментов по регистрации сигналов от сейсмических источников, удалённых на небольшие расстояния (от нескольких до десятков километров), установлено, что регистрирующая аппаратура с использованием сейсмодатчиков различного типа с успехом регистрирует акустические сигналы. При этом в качестве источников колебаний изучались промышленные взрывы и вибрационные источники (в случае вибрационных сейсмограмм для обнаружения акустической волны требуется корреляционная обработка с опорным сигналом). На рисунке 5 приведены примеры фрагментов записей, содержащих зарегистрированный сигнал от мощного промышленного взрыва (на расстоянии 334 км) и сейсмоакустический сигнал от маломощного взрыва (на расстоянии 570 м).

Разность времён вступления сейсмических и акустических волн от близких источников (так же как разность продольных и поперечных волн, распространяющихся в упругой среде) есть функция расстояния от источника волн до точки регистрации, в результате чего имеется возможность вычислять расстояние до источника, а также идентифицировать событие, учитывая особенности разных компонент зарегистрированного сигнала. В результате изучения особенностей сейсмических записей взрывов

была выбрана система из четырёх признаков: отношение амплитуд сейсмических и акустических волн (рисунок 6а); отношение средних частот этих волн  $F_a/F_s$  (рисунок 6б); длительности сейсмических и акустических волн (рисунок 6в), задержка между временами вступления сейсмических и акустических волн  $T_a-T_s$  (рисунок 6г).

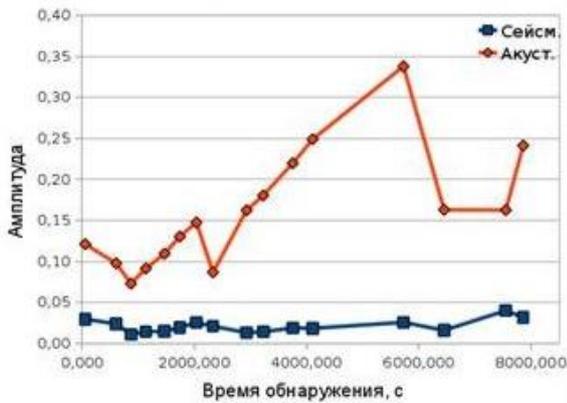


а – сейсмический сигнал от промышленного взрыва на расстоянии 334 км от источника

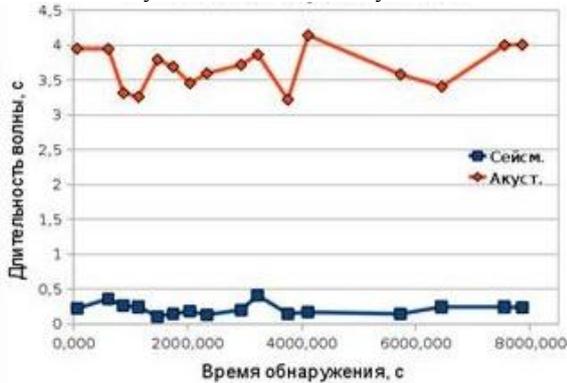


б – сейсмический и акустический сигналы от полевого взрыва на расстоянии 570 м от источника

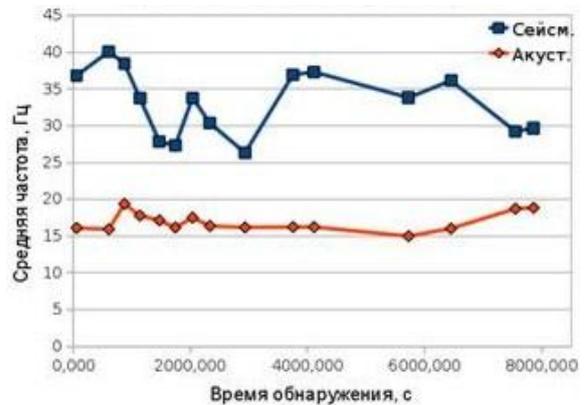
Рисунок 5. Примеры записей взрывов на различном расстоянии от источника



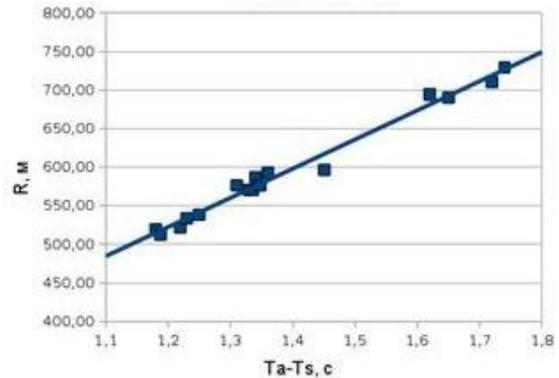
а – амплитуда сейсмических и акустических волн



в – длительность сейсмических и акустических волн



б – средние частоты сейсмических и акустических волн



г – экспериментальная зависимость расстояния от разности времён вступлений сейсмических и акустических волн  $T_a-T_s$

Рисунок 6. Экспериментальные данные, отражающие характер выбранных признаков для распознавания взрыва

Из рисунка 6-а видно, что в одном и том же диапазоне мощностей взрывов (в эксперименте - в пределах 200 г – 2600 г тротилового эквивалента) сейсмические волны представляют собой более низкоамплитудные колебания в сравнении с акустическими волнами. Это объясняется большим затуханием сейсмических волн в земле, чем акустических волн в воздухе. С учетом этого выбор соотношения уровней рассматриваемых волн в качестве информативного параметра является оправданным. Рисунок 6б отражает результаты анализа средних частот преобладающих спектров для обоих типов волн. Видно, что основные частоты сейсмических волн лежат в диапазоне 15 - 18 Гц, а акустических волн - в диапазоне 25 - 40 Гц. Это связано с тем, что высокие частоты затухают в земле быстрее, чем в воздухе. Рисунок 6в отражает значения длительности сейсмических и акустических волн, большая разница между которыми также является информативным параметром (рисунок 5б). На рисунке 6г показана экспериментальная зависимость расстояния R «источник-приёмник» от разности времён вступления сейсмических и акустических волн. Линейный характер зависимости позволяет устанавливать соответствие между парой соседних регистрируемых волн и расстоянием «источник-приемник».

Рассматриваемый класс сейсмических событий (промышленные и полигонные взрывы, падение на землю объектов и др.) характеризуется многообразием волновых форм – откликов среды. Такое многообразие характеризуется как параметрами самого события (его спектрально-временной функцией, мощностью источника), а также расстоянием «источник – приёмник», типами волн (сейсмическими Р

и S, поверхностными, акустическими). Это определяет постановку задачи идентификации разных событий в условиях априорной неопределенности их появления. Один из подходов к решению задачи идентификации в такой постановке состоит в охвате эталонов замкнутыми разделяющими поверхностями, которые описываются, в общем случае, нелинейными уравнениями высокого порядка. Вследствие громоздкости описания таких многомерных поверхностей целесообразно аппроксимировать их набором простых поверхностей, например, гиперэллипсоидов, каждый из которых условимся считать отдельным эталоном:

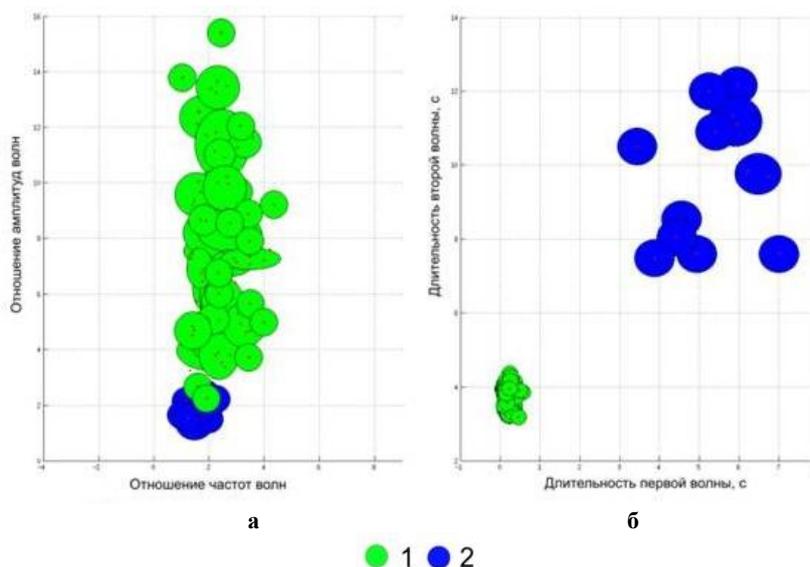
$$\sum_{i=1}^n \left( \frac{x_i - m_i^{(j)}}{\sigma_i^{(j)}} \right)^2 = R_j^2 \quad (j = 1, 2, \dots, M). \quad (6)$$

Здесь  $M$  – число эталонов, аппроксимирующих данную область;  $R_j^2$  – размер области для  $j$ -го эталона;  $m_i^{(j)}$ ,  $\sigma_i^{(j)}$  – соответственно математическое ожидание и среднеквадратическое отклонение  $i$ -го признака  $j$ -го эталона.

Решение о принадлежности к данной области принимается при выполнении одного из условий:

$$g(\bar{x}) = \sum_{i=1}^n \left( \frac{x_i - m_i^{(j)}}{\sigma_i^{(j)}} \right)^2 \leq R_j^2 \quad (j = 1, 2, \dots, M). \quad (7)$$

Поскольку статистические параметры эталонов в общем случае неизвестны, необходима процедура оценивания их в пространстве признаков по реализациям сейсмических откликов.

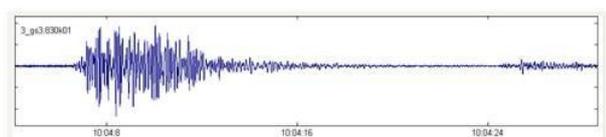


1 – полигонные взрывы (диапазон расстояний 570 - 750 м); 2 – карьерные короткозамедленные взрывы (диапазон расстояний 130 - 320 км)

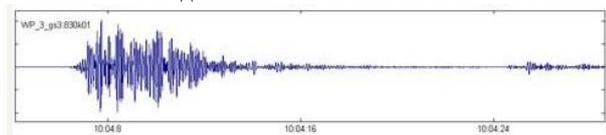
Рисунок 7. Иллюстрация результата покрытия областями принятия решения для двух типов событий: полигонных и карьерных промышленных взрывов

Рассматриваемый подход к формированию разделяющих поверхностей относится к математической проблеме покрытия сложных фигур набором простых. Такой подход к охвату совокупностей полигонных и короткозамедленных взрывов иллюстрируется на рисунке 7. В качестве информативных параметров представлены пары: для рисунка 7а – отношения максимумов амплитуд волн (акустических и сейсмических Р-волн в случае 1, волн S и Р в случае 2)- отношения средних частот волн; для рисунка 7б – длительности соответствующих волн.

Другое приложение вейвлет-фильтрации связано с разделением волн от короткозамедленных карьерных взрывов. Сейсмограммы от них растянуты во времени из-за задержек между соседними взрывами, начиная с первого до последнего. В связи с этим визуальное разделение на записях волн Р и S, особенно вблизи, оказывается проблематичным. В качестве примера на рисунке 8а приведена запись сейсмического сигнала, зарегистрированного с использованием сейсмодатчика GS-3С на расстоянии 8 км от короткозамедленного карьерного взрыва массой 220 т на угольном разрезе Виноградовский (Кузбасс). Визуально S-волна на записи не проявилась, что связано с типом используемого датчика GS-3С, имеющего частотную характеристику в диапазоне 10 - 100 Гц, в то время, как частота S -волны лежит в области 3 Гц. В результате анализа значений вейвлет-коэффициентов по уровням разложения, были выбраны характеристики вейвлет-фильтра: тип вейвлета – Добеши 18, информативный уровень – 8 (при частоте дискретизации сигнала 500 Гц, все остальные уровни разложения обнулены). Результат выделения S-волны с помощью такой вейвлет-фильтрации представлен на рисунке 8в.



а – исходная запись сейсмического сигнала



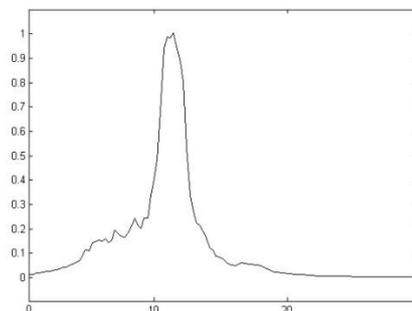
б – результат выделения Р- волны с применением вейвлет-фильтрации



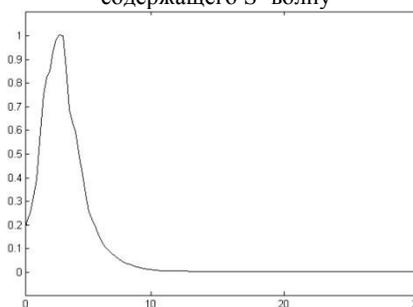
в – результат выделения S- волны с применением вейвлет-фильтрации

Рисунок 8. Иллюстрация разделения волновых форм волн Р и S от короткозамедленного карьерного взрыва на угольном разрезе Кузбасса (масса 220 т тротилового эквивалента, расстояние 8 км)

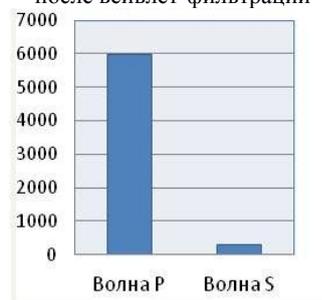
Изменение спектра фрагмента сигнала, содержащего S-волну, показано на рисунках 9а, б. Соотношение амплитуд волн Р и S (в дискретных отсчётах) приведено на гистограмме (рисунок 9в).



а – спектр исходного фрагмента записи, содержащего S- волну



б – спектр фрагмента записи, содержащего S- волну, после вейвлет-фильтрации



в – соотношение амплитуд Р- и S- волн (в дискретных отсчётах)

Рисунок 9. Изменение спектра сейсмических волн, зарегистрированных с использованием датчика GS-3С (частотная характеристика 10 - 100 Гц)

Применение вейвлет-фильтрации сигнала может рассматриваться в контексте задачи распознавания волновой формы в пространстве вейвлет-коэффициентов. В этом случае для каждого класса событий синтезируется отдельный вейвлет-фильтр, соответствующий характеристикам данного класса волн и производится многократная обработка записи. Алгоритм дискретного вейвлет-преобразования имеет трудоёмкость при вычислении  $N \cdot \log_2 N$ , однако применение параллельной реализации на графических процессорах позволит использовать данный подход для обработки сейсмических сигналов по нескольким каналам в режиме реального времени.

На рисунке 10-а приведён пример распознавания мощных помех, порождаемых проезжающим около

сейсмостанции автомобилем «Урал». Грузовой автомобиль создает широкополосную помеху длительностью более 100 с. Соответствующие участки записи должны быть обнаружены и исключены в процессе распознавания, чтобы не увеличивать количество ложных срабатываний процедуры распознавания. Для решения данной задачи эмпирически были выбраны следующие параметры вейвлет-фильтра: тип вейвлета – bspline301, информативный уровень разложения – 15 (при частоте дискретизации сигнала 250 Гц). В результате применения вейвлет-фильтрации получена индикаторная функция (рисунок 12б), имеющая ненулевое значение на некондиционных участках записи.

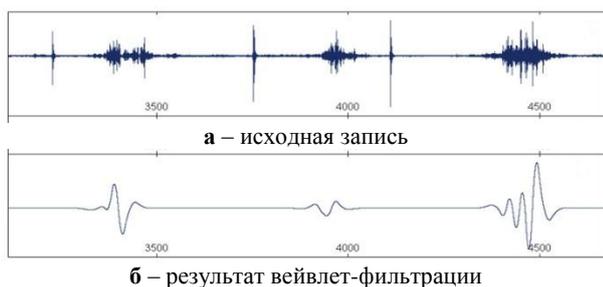


Рисунок 10. Результаты применения вейвлет-фильтрации к записи полигонного взрыва (мощностью до 1 кг в тротиловом эквиваленте) на фоне помех от движущегося грузового автомобиля «Урал» (тип вейвлета – bspline301, информативный уровень разложения – 15, частота дискретизации сигнала - 250 Гц)

#### ВОССТАНОВЛЕНИЕ КООРДИНАТ ИСТОЧНИКА

Задача оценивания параметров  $\vec{\theta}$  в уравнении (1) является частью т.н. регрессионного анализа, а ее решением служат оценки метода наименьших квадратов [2]:

$$\vec{\theta} = \arg \min_{\theta \in \Omega} Q(\vec{\theta}),$$

$$Q(\vec{\theta}) = \sum_{i=1}^N \sigma_i^{-2} \left( t_i - \eta(\vec{x}_i, \vec{\theta}) \right)^2 \quad (8)$$

Для отыскания минимума функционала  $Q(\vec{\theta})$  эффективным оказывается применение алгоритма Качмажа [6].

Пусть заданы дисперсии для входных параметров и для неизвестных. Тогда решение можно получить через следующую рекуррентную формулу оценивания:

$$x_j^{(k+1)} = x_j^k + a_{ij} \frac{(\sigma_{xj}^2)^k}{\sigma_{ui}^2 + \sum_{k=1}^m a_{ij}^2 (\sigma_{xj}^2)^k} \Delta t_i^k, \quad (9)$$

где  $\Delta t_i^k = t_i - \eta_i(x^k)$ ;  $k = i + n(l-1)$  – номер шага уточнения (не является показателем степени);  $i$  – порядковый номер уравнения;  $n$  – число уравнений в системе;  $j$  – порядковый номер неизвестного;  $m$  – число неизвестных;  $a_{ij}$  – коэффициент в  $i$ -ом уравнении  $j$ -го неизвестного (в случае нелинейной системы

он будет зависеть от  $k$ );  $(\sigma_{xj}^2)^k$  – оценка дисперсии неизвестного на  $k$ -ом шаге;  $\sigma_{ui}$  – дисперсия ошибки измерения параметра  $u_i$  в  $i$ -ом уравнении. Оценки дисперсии неизвестных параметров на каждом шаге изменяются следующим образом:

$$(\sigma_{xj}^2)^{(k+1)} = (\sigma_{xj}^2)^k \left( 1 - \frac{(\sigma_{xj}^2)^k}{\sigma_{ui}^2 + \sum_{k=1}^m a_{ij}^2 (\sigma_{xj}^2)^k} \right)$$

Особенность данного метода состоит в том, что он не накапливает ошибок округления и позволяет решать системы с большим числом неизвестных. На примере локации промышленных взрывов было показано, что метод Качмажа дает более высокую точность определения положения источника по сравнению с известным SVD-разложением (singular value decomposition), но при этом имеет меньшую скорость сходимости в сравнении с ним. В частности, если по методу Качмажа на 2000 итерациях невязка составляет 45 м, то на 500 итерациях по SVD-разложению невязка равна 100 м, причем дальнейшее увеличение количества итераций не приводит к уменьшению невязки.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проанализированы основные этапы решения проблемы геоакустической локации с применением сейсмических мониторинговых сетей и мобильных сейсмических групп в интересах обнаружения и распознавания удаленных промышленных и ближних полигонных взрывов.

Для случая произвольной расстановки группы сейсмоприемников рассмотрено применение алгоритма вейвлет-анализа, показана его эффективность по результатам моделирования и обработки реальных сигналов. Рассмотрено применение метода вейвлет-анализа в контексте задачи распознавания сигналов.

Проанализирован вклад волновых полей разной физической природы – сейсмических и акустических, – с целью повышения эффективности обнаружения и распознавания полезных сигналов и шумов. Произведен анализ и выбор информативных признаков обоих типов волн, рассмотрен метод замкнутых разделяющих поверхностей для идентификации разного класса сейсмических источников.

Для восстановления координат источников предложено использовать итерационный метод Качмажа, обеспечивающий более простую вычислительную реализацию и более высокую точность определения положения источника в сравнении с SVD-разложением, но уступающий последнему по скорости сходимости.

Все рассмотренные методы и алгоритмы могут быть использованы при обработке записей других типов сейсмических источников: землетрясений, падающих на Землю отделяющихся ступеней ракетносителей и др.

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Зербо, Л. Возможности подготовительной Комиссии ОДВЗЯИ отслеживать соответствие Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний / Л. Зербо // Доклад на 5-0й Межд. Конф. «Мониторинг ядерных испытаний и их последствий», 4-8 авг. 2008, Боровое, Казахстан.
2. Khairtdinov, M. S. A computing technology to determine the parameters of the borehole bottom and medium / M. S. Khairtdinov [et al] // Bull. Nov. Comp. Center, Math. Model. In Geoph. –2005.– Iss. 10. – P. 19 - 26.
3. Kijko, J. The accuracy of teleseismic events location by a tripartite seismic network in Hungary / J. Kijko, Ungvarai // Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung. Tomus 15 (2 - 4). – P. 239 - 246.
4. Добеши, И. Десять лекций по вейвлетам / И. Добеши // М.: РХД, 2001. – 464 с.
5. Хайретдинов, М. С. Оценивание сейсмоакустических эффектов техногенных взрывов с помощью сейсмических вибраторов / М. С. Хайретдинов [и др.] // Сборник трудов XI Всероссийской конференции с участием иностранных учёных «Проблемы мониторинга окружающей среды (ЕМ-2011)», Кемерово, 24 - 28 октября 2011. – С. 118 - 123.
6. Наттерер, Ф. Математические аспекты компьютерной томографии. - М: «Мир».- 288 с.

**ЖАРЫЛЫС КӨЗДЕРІН ТАБУ ЖӘНЕ ТАЛУ**

**Хайретдинов М.С., Авроров С.А.**

*РФА СБ Есептеу математика және математикалық геофизика институты, Ресей, Новосибирск*

Табиғи және техногендік процесстерінен пайда болатын оқиғаларын, сейсмикалық желілері мен ұтқыр сейсмикалық топтарын пайдалана, автоматты геоакустикалық жергіліктеу технолгиясы ұсынылады. Сейсмикалық көздердің жерін анықтау проблемасын және онымен байланысты, сейсмикалық көздері тұдыратын толқындардың параметрлерін сейсмикалық шулар аясында жоғары дәлдік анықтау міндеттерін шешуіне жалпы мәселесі тұжырымдалған. Пайдалы толқындар мен бөгеуіл толқындарын сәйкестендіру мәселелері қаралған. Ұсынылатын технологияның тиімділігі қашықтықтағы өнеркәсіптік және полигондық жарылыстарын жергіліктеу үлгісінде көрсетіледі.

**LOCALISATION AND IDENTIFICATION OF MASS EXPLOSIONS**

**M.S. Khairtdinov, S.A. Avrorov**

*Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics Siberian Branch RAS, Novosibirsk, Russia*

In this paper, the problem of creating a computing technology for automated geoacoustic location of events generated by natural and technogeneous processes by using mobile seismic arrays is solved. A general statement of the problem of location of seismic sources is formulated. The corresponding problems of high-precision determination of the parameters of seismic waves generated by such sources on the background of seismic noise are stated. Some questions of identification of useful waves and noise waves are considered. The efficiency of the developments is illustrated using the problem of location of remote industrial and near test site explosions.

УДК 550.34:621.039.9

## ВАРИАЦИИ ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА ПРОДОЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ

Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б.

Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия

Обсуждаются локальные годографы, линейные тренды в календарном времени и частотный спектр вариаций времени пробега продольной сейсмической волны на трассах СИП – станция Семипалатинск и СИП – станция Боровое. Рассмотрение проведено совместно для подземных ядерных взрывов, произведенных на площадках Балапан (1965 – 1989 гг.) и Дегелен (1961 – 1989 гг.) Семипалатинского испытательного полигона.

Вариации времени пробега продольной сейсмической волны впервые были обнаружены в процессе контроля за проведением подземных ядерных испытаний [1]. Более глубокий последующий анализ позволил установить наличие как квазипериодических вариаций, так и линейного тренда времени пробега [2, 3]. Выводы были получены по данным, охватывающим период проведения подземных ядерных испытаний с 1961 г. по 1992 г. Тренд времени пробега продольной волны в календарном времени исследован на 15-ти трассах с эпицентрными расстояниями от 110 до 16000 км [3, 4]. Анализ результатов по модели PREM (Preliminary Reference Earth Model [5]) выявил следующие тенденции изменения времени пробега продольной сейсмической волны: на эпицентральных расстояниях до 975 км – уменьшение, а на расстояниях более 1430 км – увеличение [4, 6]. Закономерность относится, в основном, к региону Казахстана и Средней Азии, получена она по записям 102 ядерных взрывов на площадке Балапан Семипалатинского испытательного полигона (СИП), произведенных в период 1965 - 1989 гг. [3]. При интерпретации данных по модели PREM наиболее слабым звеном является тот факт, что границы изменения в календарном времени тенденции от уменьшения к увеличению времени пробега базируются на результатах, полученных на трассе Балапан – Семипалатинск (SEM), тогда как вся траектория сейсмического луча проходит в земной коре. Других трасс от площадки Балапан, таких, чтобы траектория сейсмического луча полностью проходила в земной коре, не обнаружено. Дальней-

шие исследования в этом направлении затруднены из-за невозможности получения записей сейсмических станций, расположенных на расстояниях до 1500 - 1700 км от СИП. Среди них наиболее интересными являются сейсмические станции Усть-Кан (USK), Усть-Каменогорск (UKGK), Чаган-Узун (CUR), Новосибирск (NVS), Ельцовка (ELT), Или (ILI), Курменты (KRM), Кзыл-Агач (KZJL), Усть-Элегест (UER) и другие [7, 8].

В настоящем исследовании произведена оценка частотного спектра вариаций времени пробега продольной сейсмической волны на трассах СИП – Семипалатинск и СИП – Боровое. В отличие от [9, 10], где рассмотрены вариации и линейные тренды времени пробега продольной волны отдельно по площадкам Балапан и Дегелен, в данном исследовании частотные спектры вариаций рассматриваются по обоим площадкам совместно. Время проведения испытания в гипоцентре не приводится к уровню моря.

Эпицентральные параметры испытаний на площадке Балапан опубликованы в [3]. Данные об испытаниях на площадке Дегелен обобщены в таблице 1. На этой площадке в период с 11 октября 1961 г. по 04 октября 1989 г. проведено 219 испытаний в штольнях. Из них 14 – мощностью менее 0.001 кт, 11 – проведенных одновременно в двух и более штольнях и 9 – проведенных примерно в одно время с испытаниями на площадках Балапан или Сары-Узень СИП. Таким образом, в настоящем исследовании могут быть использованы данные не менее 185 испытаний, произведенных на площадке Дегелен.

Таблица 1. Параметры подземных ядерных испытаний на площадке Дегелен СИП

№ п/п	Дата [11, 12] д. м. г.	№ испытания [11, 12]	Время $t_0$ ч, м, с	Широта $\Phi$ , градус	Долгота $\Lambda$ , градус	$m_b$	$\Delta t$ , сек	$\delta\phi$ $\delta\lambda$	
								градус $\times 10^{-4}$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	11.10.61	В-1	07-39-59.9	49.7727	77.9950		–	–	–
2	02.02.62	А-1	08-00-00.21	49.7775	78.0016		–	–	–
3	15.03.64	А-6	08-00-00.4	49.8160	78.0752	5.6	0.0	0	0
4	16.05.64	А-4 (22)	06-00-59.8	49.8077	78.1020	5.6	0.0	0	0
5	06.06.64	В-2 (12)	00-00-00.06	49.7722	77.9858		–	–	–
6	19.07.64	А-5	06-00-00.56	49.8091	78.0929	5.4	+0.04	0	0
7	18.08.64	А-8ш	05-59-59.8	49.8222	78.0797		–	–	–
8	30.09.64	А-6ш	10-10-00	49.8222	78.0783		–	–	–
9	16.11.64	З-5	06-00-00.18	49.8087	78.1334	5.6	+0.02	0	0
10	04.02.65	А (13)	06-00-00.46	49.7672	77.9997		–	–	–

**ВАРИАЦИИ ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА ПРОДОЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ**

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
11	03.03.65	<b>Ж-3</b> (31)	06-14-59.40	49.8247	78.0527	5.5	0.0	0	0
12	27.03.65	<b>В-2п</b> (5)	06-30-00.04	49.7733	77.9872		-	-	-
13	11.05.65	<b>А-п</b> (10)	06-40-00.2	49.7702	77.9943	4.9	0.0	0	0
14	17.06.65	<b>Ж-1</b> (28)	03-45-00.04	49.8284	78.0669	5.2	-0.04	0	0
15	29.07.65	<b>А-1ш</b>	03-05-00.2	49.7797	77.9981	4.5	0.0	0	0
16	17.09.65	<b>1</b>	04-00-00.07	49.8116	78.1467	5.2	+0.03	0	0
17	08.10.65	<b>3-1</b> (27, 104)	06-00-00.4	49.8259	78.1114	5.4	0.0	0	0
18	21.11.65	<b>Ж-2</b> (56)	04-58-00.0	49.8192	78.0636	5.6	0.0	0	0
19	24.12.65	<b>3-3</b>	05-00-00.2	49.8045	78.1067	5.0	0.0	0	0
20	13.02.66	<b>Е-1</b>	04-58-00.07	49.8089	78.1210		+0.03	0	0
21	20.03.66	<b>11</b> (37)	05-50-00.33	49.7616	78.0239		0.0	0	0
22	21.04.66	<b>А-4п</b> (4)	03-58-00.07	49.8097	78.1000		+0.03	0	0
23	07.05.66	<b>25</b> (36, 96)	03-58-00.17	49.7429	78.1050	4.8	+0.03	0	0
24	29.06.66	<b>3-6</b>	06-58-00.52	49.8344	78.0734	5.6	-0.02	0	0
25	21.07.66	<b>24</b> (58)	03-57-59.97	49.7367	78.0970	5.3	+0.03	0	0
26	05.08.66	<b>17</b>	03-57-59.63	49.7643	78.0424	5.4	-0.03	0	0
27	19.08.66	<b>3-1п</b> 17, 104)	03-52-59.9	49.8271	78.1088	5.1	0.0	0	0
28	07.09.66	<b>Ж-1п</b> (14)	03-51-59.71	49.8288	78.0638	4.8	-0.01	0	0
29	19.10.66	<b>13</b> (41)	03-57-59.92	49.7471	78.0205	5.6	-0.02	0	0
30	29.10.66	<b>Г</b>	03-57-59.62	49.7839	78.0042		-	-	-
31	19.11.66	<b>Ж-3п</b> (11)	03-57-59.4	49.8272	78.0553		-	-	-
32	03.12.66	<b>14</b> (180)	05-02-00.2	49.7469	78.0334	4.8	0.0	0	0
33	30.01.67	<b>611</b>	04-01-59.52	49.7674	77.9914	4.8	0.0	0	0
34	26.02.67	<b>21</b> (100)	03-57-59.85	49.7457	78.0823	6.0	-0.05	0	0
35	25.03.67	<b>19</b> (57)	05-58-01.10	49.7536	78.0630	5.3	0.0	0	0
36	20.04.67	<b>25п</b> (23, 96)	04-08-00.14	49.7416	78.1054	5.5	-0.14	0	0
37	28.05.67	<b>11п</b> (21)	04-07-59.61	49.7585	78.0197	5.4	-0.01	0	0
38	29.06.67	<b>703</b>	02-56-59.86	49.8167	78.0490	5.3	+0.04	0	0
39	15.07.67	<b>506</b> (64)	03-26-59.90	49.8359	78.1182	5.4	0.0	0	0
40	04.08.67	<b>18</b> (131)	06-58-00.13	49.7611	78.0561	5.3	+0.17	0	0
41	02.09.67	<b>13п</b> (29)	04-04-00.11	49.7450	78.0225		-	-	-
42	17.10.67	<b>Б</b>	05-04-00.24	49.7809	78.0038	5.6	-0.04	0	0
43	30.10.67	<b>501</b>	06-04-00.00	49.7944	78.0079	5.3	0.0	0	0
44	08.12.67	<b>507</b>	06-03-59.8	49.8171	78.1638	5.4	0.0	0	0
45	07.01.68	<b>810</b>	03-46-59.9	49.7544	78.0309	5.1	0.0	0	0
46	24.04.68	<b>505</b> (89)	10-35-59.7	49.8452	78.1032	5.0	0.0	0	0
47	23.05.68	<b>504</b> (53)	-	-	-	-	-	-	-
48	11.06.68	<b>605</b> (142)	03-05-59.69	49.7930	78.1451	5.2	+0.01	0	0
49	12.07.68	<b>608</b> (119)	12-07-59.97	49.7547	78.0899	5.3	+0.03	0	0
50	20.08.68	<b>А-7</b>	04-05-59.6	49.8226	78.0745	4.8	0.0	0	+29
51	05.09.68	<b>509</b>	04-05-59.62	49.7416	78.0756	5.4	-0.02	0	0
52	29.09.68	<b>Е-2</b>	03-43-00.00	49.8120	78.1219	5.8	0.0	0	0
53	29.10.68	<b>504п</b> (47)	03-54-00.01	49.8306	78.0886		-	-	-
54	09.11.68	<b>606</b>	02-54-00.06	49.8005	78.1391	4.9	+0.04	0	0
55	18.12.68	<b>508</b>	05-01-59.72	49.7459	78.0920	5.0	-0.02	0	0
56	07.03.69	<b>Ж-2п</b> (18)	08-26-59.82	49.8215	78.0627	5.6	-0.02	0	0
57	04.04.69	<b>19п</b> (35)	04-56-59.92	49.7533	78.0597		-	-	-
58	13.04.69	<b>24п</b> (25)	04-03-59.83	49.7358	78.1006		-	-	-
59	16.05.69	<b>709</b> (107)	04-02-59.68	49.7594	78.0758	5.2	+0.02	0	0
60	04.07.69	<b>710</b>	02-46-59.55	49.7460	78.1113	5.2	+0.05	0	0
61	23.07.69	<b>801</b>	02-47-00.2	49.8156	78.1296	5.4	0.0	0	0
62	11.09.69	<b>503</b>	04-02-00.04	49.7763	77.9967	5.0	-0.04	0	0
63	01.10.69	<b>607</b>	04-02-59.93	49.7825	78.0983	5.2	-0.09	0	0
64	30.10.69	<b>506п</b> (39)	04-06-59.7	49.8389	78.1175		-	-	-
65	27.11.69	<b>511</b>	05-02-59.77	49.8306	78.0706		-	-	-
66	29.12.69	<b>Ш-1</b>	04-02-00.0	49.7337	78.1022	5.1	0.0	0	0
67	29.01.70	<b>802</b> (158)	07-03-00.02	49.7956	78.1239	5.5	-0.02	0	0
68	18.02.70	<b>Ш-2</b>	-	-	-	-	-	-	-
69	27.03.70	<b>610</b>	05-02-59.60	49.7478	77.9990	5.0	0.0	0	0
70	27.05.70	<b>Ш-3</b>	04-03-00.0	49.7313	78.0986	3.8	-	-	-
71	28.06.70	<b>510</b> (78)	01-57-59.96	49.8015	78.1068	5.7	+0.04	0	0
72	-"-"-"	<b>705</b>	01-57-59.96	49.7764	78.0496		-	-	-
73	24.07.70	<b>120</b>	03-56-59.94	49.8097	78.1284	5.3	+0.06	0	0
74	06.09.70	<b>8</b>	04-02-59.91	49.7598	78.0054	5.4	-0.01	-1	0
75	-"-"-"	<b>502</b>	04-02-59.93	49.7849	78.0091		-	-	-
76	17.12.70	<b>193</b>	07-01-00.0	49.7456	78.0992	5.4	0.0	0	0

ВАРИАЦИИ ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА ПРОДОЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
77	29.01.71	114	05-02-59.95	49.8036	78.1617		-	-	-
78	22.03.71	510n (71)	04-33-00.26	49.7985	78.1090	5.7	+0.04	0	0
79	"-"-"-"	807	04-33-00.29	49.7681	78.0739		-	-	-
80	09.04.71	148/1	02-32-59.86	49.8314	78.0350		-	-	-
81	25.04.71	706 (125)	03-32-59.90	49.7685	78.0339	5.9	0.0	0	0
82	25.05.71	119	04-03-00.4	49.8016	78.1388	5.1	0.0	0	0
83	29.11.71	105	06-02-59.87	49.7434	78.0785	5.4	+0.03	0	0
84	15.12.71	157	07-52-59.8	49.8264	77.9973	4.9	0.0	0	0
85	30.12.71	809	06-21-00.13	49.7525	78.0000		-	-	-
86	"-"-"-"	609 (120)	06-21-00.18	49.7600	78.0371	5.8	+0.02	0	0
87	10.03.72	201	04-56-59.84	49.7453	78.1197	5.4	-0.04	0	0
88	28.03.72	191	04-22-00.06	49.7330	78.0742	5.1	+0.04	0	0
89	20.04.72	505n (46)	-	-	-		-	-	-
90	07.06.72	110 (102)	01-27-59.98	49.8268	78.1155	5.4	+0.02	0	0
91	"-"-"-"	601	01-28-00.03	49.7711	77.9844		-	-	-
92	06.07.72	157-M	01-03-00.0	49.7375	78.1101	4.4	0.0	0	0
93	16.08.72	708	03-16-59.82	49.7655	78.0588	5.0	-0.02	0	0
94	10.12.72 Б	140	04-27-00.04	49.8194	78.0582	5.6	-0.04	0	0
95	"-"-"-"	3-2 (168)	04-27-00.04	49.8259	78.0854		-	-	-
96	28.12.72	25nn (23, 36)	04-27-00.0	49.7392	78.1062	4.9	-	-	-
97	16.02.73	113 (146)	05-02-59.97	49.8053	78.1042	5.5	+0.03	+8	-8
98	10.07.73	806	01-27-00.06	49.7730	78.0459	5.2	+0.04	0	-8
99	26.10.73	205	04-27-00	49.7456	78.1394	5.2	+0.1	+13	-1
100	31.12.73	21n (34)	04-03-00.11	49.7428	78.0844		-	-	-
101	30.01.74	603 (159, 169, 170)	04-56-59.81 04-57-04.58	49.8154 49.8150	78.0402 78.0417	5.4	+0.29	+4	-1
102	28.02.74	110n (90)	-	-	-		-	-	-
103	16.05.74	176 (189)	03-03-00.07	49.7455	78.0380	5.2	+0.03	+4	-6
104	25.06.74	3-1nn (17, 27)	03-57-00.21	49.8278	78.1069	4.7	-	-	-
105	10.07.74	195 (154)	02-56-59.98	49.7783	78.1028	5.2	+0.02	+8	-1
106	13.09.74	179	03-02-59.89	49.7648	78.0549	5.2	+0.01	+5	0
107	16.12.74	709n (59)	06-22-59.96	49.7617	78.0775	5.0	+0.04	-19	-21
108	"-"-"-"	148/5	06-41-00.27	49.8314	78.0331	4.8	+0.03	+15	-13
109	20.02.75	163 (122)	05-33-00.01	49.7771	78.0025	5.7	-	-	-
110	"-"-"-"	156	05-33-00.14	49.7966	78.0121		-0.04	-1	-28
111	11.03.75	101 (121)	05-43-00.05	49.7453	78.1062	5.4	-0.05	+9	-2
112	08.06.75	165	03-27-00.00	49.7600	78.0144	5.5	0.00	+6	-19
113	15.07.75	133 (138)	02-57-00.04	49.7980	78.1031		-	-	-
114	07.08.75	123 (133)	03-56-59.98	49.7950	78.1267	5.2	-	-	-
115	"-"-"-"	122 (134)	03-57-00.00	49.8033	78.1236		0.00	+5	-2
116	05.10.75	192 (157)	04-26-59.92	49.7792	78.0961		-	-	-
117	13.12.75	604 (127)	04-56-59.95	49.8072	78.1153	5.1	+0.05	+4	-9
118	15.01.76	115 (148, 149, 153)	04-47-00.01	49.8116	78.1572	5.2	-0.01	+4	+4
119	17.03.76	608n (49)	05-03-00.24	49.7544	78.0961		-	-	-
120	10.04.76	609n (86)	05-02-59.95	49.7572	78.0428		-	-	-
121	21.04.76 Б	101n (111)	04-58-00.01	49.7480	78.1069	5.1	+0.09	-18	-4
122	19.05.76	163n (109)	02-56-59.91	49.7771	78.0080	5.0	+0.29	-1	-71
123	23.07.76	185 (137, 139)	02-32-59.99	49.7489	78.0622	5.1	+0.01	+3	-5
124	30.10.76	143	04-57-00	49.8281	78.0531	4.7	+0.1	+4	-15
125	30.12.76	706n (81)	03-57-00.09	49.7728	78.0353	5.2	+0.11	-42	-22
126	29.03.77 СУ	707	03-56-59.90	49.7701	78.0153		+0.10	+3	-17
127	25.04.77	604n (117)	04-07-00.08	49.8094	78.1131	5.1	+0.02	-18	+13
128	30.07.77	175 (155, 201, 206)	01-57-00.06	49.7499	78.0400	5.1	+0.04	+1	-1
129	17.08.77	111 (166)	04-27-00	49.8269	78.1189	5.1	-0.1	-69	+211
130	29.10.77 Б	136 (152, 174, 178)	03-07-00.05	49.8261	78.0817	5.6	-0.05	+4	-16
131	27.11.77	18n (40)	03-57-00	49.7567	78.0531		-	-	-
132	26.12.77	803 (147)	04-03-00.15	49.8164	78.0550	4.9	-	-	-
133	"-"-"-"	122n (115)	04-03-00.37	49.7967	78.1269		-0.47	+10	-27
134	"-"-"-"	123n (114)	04-03-00.37	49.8028	78.1261		-	-	-
135	26.03.78	701 (150)	03-56-59.95	49.7639	78.0000	5.6	+0.05	+4	-8
136	22.04.78	204 (165, 167)	03-07-00.03	49.7456	78.1250	5.3	-0.03	+13	+1
137	24.05.78	185n (123, 139)	-	-	-		-	-	-
138	29.05.78	133n (113)	04-56-59.92			4.7	+0.08		
139	02.06.78	185nn (123, 137)	-	-	-		-	-	-
140	28.07.78	104	02-46-59.95	49.7514	78.0961	5.7	-0.05	-26	-68
141	29.08.78 Б	107	02-36-59.89	49.8069	78.1101	5.2	+0.01	+5	-10
142	20.09.78	605n (48)	05-03-00.09	49.7956	78.1491	4.3	+0.01	-22	-44

**ВАРИАЦИИ ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА ПРОДОЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ**

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
143	15.10.78	<b>200 АСМ</b>	05-37-00.16	49.7372	78.1164	5.2	-0.06	+23	-37
144	31.10.78	<b>194</b>	04-17-00.20	49.7869	78.0978	5.2	-0.10	+6	-4
145	29.11.78 <b>Б</b>	<b>162</b>	04-32-59.92	49.7824	78.0090	5.3	+0.08	+2	-17
146	14.12.78	<b>113п</b> (97)	04-42-59.98	49.8089	78.1058	4.8	+0.12	-28	-24
147	20.12.78	<b>803п</b> (132)	04-32-58.84			4.7	+1.06		
148	23.03.79	<b>115п</b> (118, 149, 153)	-	-	-		-	-	-
149	10.04.79	<b>115пп</b> (118, 148, 153)	-	-	-		-	-	-
150	06.05.79	<b>701п</b> (135)	03-16-59.91	49.7631	77.9950	5.2	+0.19	+12	+43
151	31.05.79	<b>141</b>	05-55-00.10	49.8175	78.0694	5.3	-	-	-
152	-"-"-"	<b>136п</b> (130, 174, 178)	05-55-00.11	49.8297	78.0831		-0.11	-32	-30
153	12.06.79	<b>115ппп</b> (118, 148, 149)	-	-	-		-	-	-
154	18.07.79 <b>СУ</b>	<b>195п</b> (105)	03-17-00.03	49.7831	78.1075		+33.27	-40	-48
155	27.09.79	<b>175п</b> (128, 201, 206)	04-12-59.99	49.7500	78.0431	4.5	+0.21	0	-32
156	18.10.79	<b>128</b>	04-17-00.14	49.8200	78.1003	5.2	-0.04	0	0
157	30.11.79	<b>192п</b> (116)	04-53-00.45	49.7800	78.0939	4.5	+0.15	-6	+14
158	21.12.79	<b>802п</b> (67)	04-42-00.01	49.7939	78.1194	4.7	+0.09	+18	+36
159	14.03.80	<b>603п</b> (101, 169, 170)	-	-	-		-	-	-
160	10.04.80	<b>181</b>	04-07-00.11	49.7831	78.0544	5.0	+0.09	-51	+3
161	22.05.80	<b>173</b>	03-57-00.10	49.7731	78.0299	5.5	0.00	+8	-12
162	25.06.80	<b>127</b>	02-27-00.11	49.8233	78.1061		-	-	-
163	31.07.80	<b>902</b>	03-33-00.1	49.7953	78.0917	5.3	0.0	+2	-10
164	25.09.80	<b>К-1</b>	06-21-13.09			4.7	-0.19		
165	23.10.80	<b>204п</b> (136, 167)	04-59-05.04	49.7483	78.1286		-	-	-
166	05.12.80	<b>111п</b> (129)	04-17-13.15	49.8281	78.1175		-	-	-
167	-"-"-"	<b>204пп</b> (136, 165)	04-57-13	49.7492	78.1294		-	-	-
168	26.12.80	<b>3-2п</b> (95)	04-07-08.89	49.8258	78.0886	4.5	-	-	-
169	25.03.81	<b>603пп</b> (101, 159, 170)	-	-	-		-	-	-
170	04.06.81	<b>603ппп</b> (101, 159, 169)	-	-	-		-	-	-
171	30.06.81	<b>187</b>	01-57-15.29	49.7658	78.0747	5.2	+0.01	+11	-3
172	17.07.81	<b>106</b>	02-37-18.2	49.8061	78.1350	5.2	-0.1	+3	+2
173	14.08.81	<b>184</b>	02-27-15.16	49.7564	78.0558	5.0	+0.04	+23	+7
174	16.10.81	<b>136пп</b> (130, 152, 178)	-	-	-		-	-	-
175	20.11.81	<b>103</b>	04-57-05.14	49.7389	78.0978	5.1	-0.04	+12	-13
176	22.12.81	<b>135</b>	04-31-05.26	49.8278	78.0772	5.1	+0.14	-11	-15
177	19.02.82	<b>150</b> (183, 185, 188)	03-56-13.4	49.8131	78.0339	5.4	0.0	+5	-20
178	06.04.82	<b>136ппп</b> (130, 152, 174)	06-30-00	49.8328	78.0811		-	-	-
179	25.06.82	<b>196</b>	02-03-07.16	49.7739	78.1017	4.2	-0.16	+10	-21
180	23.08.82	<b>14п</b> (32)	02-43-06.69	49.7442	78.0328	4.7	+0.01	+31	+3
181	21.09.82	<b>203</b> (191)	02-57-03.17	49.7833	78.1356	5.2	-0.07	+6	-9
182	25.12.82	<b>172</b>	04-23-08.12	49.7781	78.0319	4.8	+0.28	-18	-39
183	11.03.83	<b>150п</b> (177, 185, 188)	-	-	-		-	-	-
184	30.03.83	<b>177</b>	04-17-10.05	49.7806	78.0422	4.9	+0.05	+4	-9
185	11.04.83	<b>150пп</b> (177, 183, 188)	03-53-09.17	49.8172	78.0339		-	-	-
186	12.04.83	<b>186</b>	03-41-08.02	49.7894	78.0819	4.9	+0.18	+16	-12
187	30.05.83	<b>215</b>	03-33-47.13	49.7428	78.1099	5.5	-0.03	+11	+28
188	09.06.83	<b>150ппп</b> (177, 183, 185)	04-17-57.09	49.8175	78.0339		-	-	-
189	24.06.83	<b>176п</b> (103)	02-56-13.67	49.7469	78.0375	4.7	+0.13	-10	-1
190	11.09.83	<b>К-2</b>	06-33-13.03			4.9	+0.07		
191	02.11.83	<b>203п</b> (181)	04-19-05.02	49.7817	78.1314		-	-	-
192	29.11.83	<b>216</b>	02-19-08.79	49.7347	78.0992	5.4	+0.01	+8	+2
193	-"-"-"	<b>180</b>	02-19-08.85	49.7622	78.0514		-	-	-
194	26.12.83	<b>129</b> (196, 199)	04-29-09.2	49.7972	78.1044	5.6	0.0	+3	-8
195	15.04.84	<b>190</b>	03-17-11.52	49.7494	78.0802	5.7	-0.02	+5	+22
196	07.06.84	<b>129п</b> (194, 199)	04-20-05.91	49.7933	78.1072		-	-	-
197	09.09.84	<b>132</b> (210)	02-59-08.72	49.8056	78.1000	5.1	-0.02	+4	-3
198	18.10.84	<b>200 М-бис</b>	04-57-08.01	49.7319	78.0978	4.5	+0.29	+9	+9
199	25.10.84	<b>129пп</b> (194, 196)	13-06-04.79	49.7925	78.1075		-	-	-
200	23.11.84	<b>803-бис</b>	03-55-07.33	49.8161	78.0569	4.7	+0.17	+15	-18
201	11.07.85	<b>175пп</b> (128, 155,	02-57-02.90	49.7500	78.0447	4.0	-	-	-

**ВАРИАЦИИ ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА ПРОДОЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ**

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
		206)							
202	19.07.85	<b>901</b> (217)	04-07-03.12	49.8064	78.0586		–	–	–
203	25.07.85	<b>152</b>	03-11-19.01	49.8144	78.0103	5.0	+0.09	+13	–7
204	26.02.87	<b>130</b>	04-58-24.29	49.8289	78.0839	5.4	+0.01	+10	–4
205	03.04.87 <b>Б</b>	<b>208</b>	01-17-16.31	49.7461	78.1150		–4.01	+6	+12
206	17.04.87 <b>Б</b>	<b>175ппп</b> (128, 155, 201)	01-03-07.14	49.7506	78.0542		–	–	–
207	06.05.87	<b>164</b> (212)	04-02-08.43			5.6	–0.43		
208	06.06.87	<b>138</b>	02-37-09.26	49.8319	78.0717	5.4	–0.06	+8	–13
209	17.07.87	<b>168</b> (213)	01-17-09.18	49.7744	78.0294	5.8	–0.08	+58	–7
210	18.09.87	<b>132п</b> (197)	02-32-08.86	49.8044	78.0944	4.3	+0.04	+16	+53
211	16.10.87	<b>К-85</b>	06-06-06.52	49.7303	78.0894	4.6	+0.48	+10	+12
212	20.12.87	<b>164п</b> (207)	02-55-08.92	49.7750	78.0064	4.8	+0.18	–8	–78
213	06.02.88	<b>168п</b> (209)	04-19-08.72	49.7697	78.0258	4.8	+0.18	–33	+29
214	22.04.88	<b>704</b>	09-30-09.17	49.7928	78.1028	4.9	+0.13	+14	–28
215	18.10.88	<b>034</b>	03-40-08.93	49.7800	78.0106	4.9	+0.17	–1	–27
216	23.11.88	<b>169/1</b>	03-57-08.95	49.7725	78.0372	5.3	+0.05	+1	+6
217	28.12.88	<b>901п</b> (202)	05-28-08.95	49.8053	78.0636	3.9	–	–	–
218	17.02.89	<b>139</b>	04-01-09.08	49.8231	78.0689	5.0	+0.02	+4	–9
219	04.10.89	<b>169/2</b>	11-30-00.03	49.7494	78.0125	4.7	+0.07	+4	–8

Примечания: обозначение **Б** или **СУ** рядом с датой – указание на испытания на площадках Балапан (**Б**) или Сары-Узень (**СУ**), проведенное примерно в это же время; число в скобках после **личного № испытания** – №№ п/п последующих – предыдущих испытаний в данной штольне; **время** (Гринвич) – время испытания в гипоцентре; **координаты** курсивом – точность до одной угловой секунды; **m<sub>b</sub>** – магнитуда по данным USGS (Геологическая служба США), ISC (Международный сейсмологический центр); **dt, df, dl** – пояснены в тексте.

При многозарядных испытаниях в таблице 1 даны параметры первого из них. Исключение составляет испытание 603 (30.01.74 г), при проведении которого интервал между взрывами составлял 5 сек. Координаты испытаний 133п, 803п, К-1, К-2 и 164 не установлены. Имеющиеся у авторов данные по этим испытаниям существенно отличаются от данных, вынесенных на «Схему размещения штолен в горном массиве Дегелен (площадка Г)» масштаба 1:100000 [13]. На этой схеме нет геодезических координат, но их можно приблизительно определить по координатам отдельных эпицентров, опубликованных в [14].

В советской литературе координаты гипоцентра взрывов, как правило, даны в размерности угловых градусов, минут и секунд, в таблице 1 они переведены в десятичную размерность градуса. При этом погрешность перевода составила ~ 0.0003°, если

координаты гипоцентра известны с точностью до одной угловой секунды. В таких случаях в таблице 1 координаты даны курсивом. Значения dt, df и dl, приведенные в таблице 1, – это разница между данными из [15] и таблицы 1 (dt < 0,1 сек не имеет значения, так как время испытания в [15] приведено с точностью до 0.1 с). Некоторые большие значения df и dl, которые даны в таблице 1, могут быть объяснены практически одновременно с испытаниями на площадках Балапан или Сары-Узень. Ряд выявленных расхождений требует дополнительной проверки.

В таблице 2 перечень испытаний, произведенных на площадке Дегелен, дан в порядке личных номеров, что существенно облегчает идентификацию испытаний, особенно, когда они проведены в одной и той же штольне.

Таблица 2. Подземные испытания на площадке Дегелен в порядке их личных номеров

№ испытания	Дата д. м. г.								
<b>1</b>	17.09.65	123п	26.12.77	175п	27.09.79	506п	30.10.69	<b>809</b>	30.12.71
<b>8</b>	06.09.70	<b>127</b>	25.06.80	175пп	11.07.85	<b>507</b>	08.12.67	<b>810</b>	07.01.68
<b>11</b>	20.03.66	<b>128</b>	18.10.79	175ппп	17.04.87 Б	<b>508</b>	18.12.68	<b>901</b>	19.07.85
11п	28.05.67	<b>129</b>	26.12.83	<b>176</b>	16.05.74	<b>509</b>	05.09.68	901п	28.12.88
<b>13</b>	19.10.66	129п	07.06.84	176п	24.06.83	<b>510</b>	28.06.70	<b>902</b>	31.07.80
13п	02.09.67	129пп	25.10.84	<b>177</b>	30.03.83	510п	22.03.71	<b>А</b>	04.02.65
<b>14</b>	03.12.66	<b>130</b>	26.02.87	<b>179</b>	13.09.74	<b>511</b>	27.11.69	А-п	11.05.65
14п	23.08.82	<b>132</b>	09.09.84	<b>180</b>	29.11.83	<b>601</b>	07.06.72	<b>А-1</b>	02.02.62
<b>17</b>	05.08.66	132п	18.09.87	<b>181</b>	10.04.80	<b>603</b>	30.01.74	<b>А-1ш</b>	29.07.65
<b>18</b>	04.08.67	<b>133</b>	15.07.75	<b>184</b>	14.08.81	603п	14.03.80	<b>А-4</b>	16.05.64
18п	27.11.77	133п	29.05.78	<b>185</b>	23.07.76	603пп	25.03.81	А-4п	21.04.66
<b>19</b>	25.03.67	<b>135</b>	22.12.81	185п	24.05.78	603ппп	04.06.81	<b>А-5</b>	19.07.64
19п	04.04.69	<b>136</b>	29.10.77 Б	185пп	02.06.78	<b>604</b>	13.12.75	<b>А-6</b>	15.03.64
<b>21</b>	26.02.67	136п	31.05.79	<b>186</b>	12.04.83	604п	25.04.77	<b>А-6ш</b>	30.09.64
21п	31.12.73	136пп	16.10.81	<b>187</b>	30.06.81	<b>605</b>	11.06.68	<b>А-7</b>	20.08.68
<b>24</b>	21.07.66	136ппп	06.04.82	<b>190</b>	15.04.84	605п	20.09.78	<b>А-8ш</b>	18.08.64

ВАРИАЦИИ ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА ПРОДОЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ

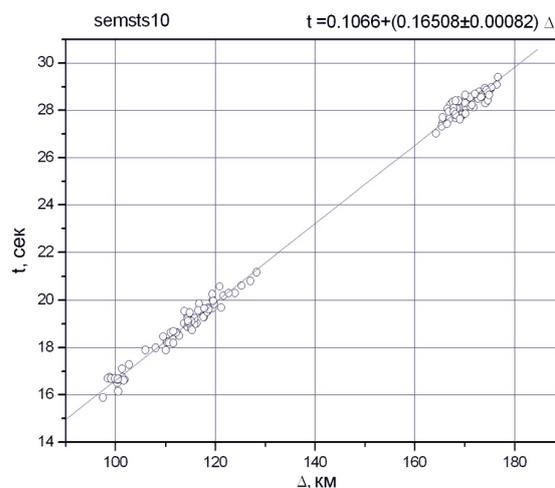
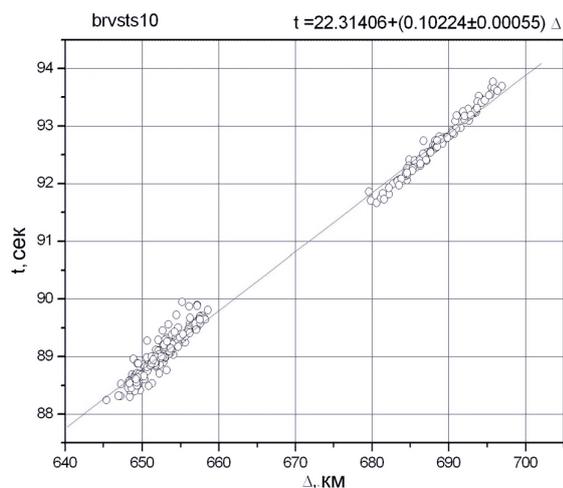
№ испытания	Дата Д. М. Г.								
24п	13.04.69	138	06.06.87	191	28.03.72	606	09.11.68	Б	17.10.67
25	07.05.66	139	17.02.89	192	05.10.75	607	01.10.69	В-1	11.10.61
25п	20.04.67	140	10.12.72 Б	192п	30.11.79	608	12.07.68	В-2	06.06.64
25пп	28.12.72	141	31.05.79	193	17.12.70	608п	17.03.76	В-2п	27.03.65
034	18.10.88	143	30.10.76	194	31.10.78	609	30.12.71	Г	29.10.66
101	11.03.75	148/1	09.04.71	195	10.07.74	609п	10.04.76	Е-1	13.02.66
101п	21.04.76 Б	148/5	16.12.74	195п	18.07.79 СУ	610	27.03.70	Е-2	29.09.68
103	20.11.81	150	19.02.82	196	25.06.82	611	30.01.67	Ж-1	17.06.65
104	28.07.78	150п	11.03.83	200 АСМ	15.10.78	701	26.03.78	Ж-1п	07.09.66
105	29.11.71	150пп	11.04.83	200 М-бис	18.10.84	701п	06.05.79	Ж-2	21.11.65
106	17.07.81	150ппп	09.06.83	201	10.03.72	703	29.06.67	Ж-2п	07.03.69
107	29.08.78 Б	152	25.07.85	203	21.09.82	704	22.04.88	Ж-3	03.03.65
110	07.06.72	156	20.02.75	203п	02.11.83	705	28.06.70	Ж-3п	19.11.66
110п	28.02.74	157	15.12.71	204	22.04.78	706	25.04.71	З-1	08.10.65
111	17.08.77	157-М	06.07.72	204п	23.10.80	706п	30.12.76	З-1п	19.08.66
111п	05.12.80	162	29.11.78 Б	204пп	05.12.80	707	29.03.77 СУ	З-1пп	25.06.74
113	16.02.73	163	20.02.75	205	26.10.73	708	16.08.72	З-2	10.12.72
113п	14.12.78	163п	19.05.76	208	03.04.87 Б	709	16.05.69	З-2п	26.12.80
114	29.01.71	164	06.05.87	215	30.05.83	709п	16.12.74	З-3	24.12.65
115	15.01.76	164п	20.12.87	216	29.11.83	710	04.07.69	З-5	16.11.64
115п	23.03.79	165	08.06.75	501	30.10.67	801	23.07.69	З-6	29.06.66
115пп	10.04.79	168	17.07.87	502	06.09.70	802	29.01.70	К-1	25.09.80
115ппп	12.06.79	168п	06.02.88	503	11.09.69	802п	21.12.79	К-2	11.09.83
119	25.05.71	169/1	23.11.88	504	23.05.68	803	26.12.77	К-85	16.10.87
120	24.07.70	169/2	04.10.89	504п	29.10.68	803п	20.12.78	Ш-1	29.12.69
122	07.08.75	172	25.12.82	505	24.04.68	803бис	23.11.84	Ш-2	18.02.70
122п	26.12.77	173	22.05.80	505п	20.04.72	806	10.07.73	Ш-3	27.05.70
123	07.08.75	175	30.07.77	506	15.07.67	807	22.03.71	---	---

Примечание: обозначение Б или СУ рядом с датой – указание на испытание на площадках Балапан (Б) или Сары-Узень (СУ), произведенные примерно в то же время.

На рисунке 1 приведены локальные годографы и линейные тренды времени пробега продольной волны на трассах от СИП до станций Семипалатинск (sem) и Боровое (brvk). Как следует из рисунка 1-а, локальный годограф semsts практически совпадает с годографами, полученными отдельно для площадок Балапан (90-130 км) и Дегелен (160-180 км). В то же время локальный годограф brvsts имеет существенные различия с годографами для отдельных площа-

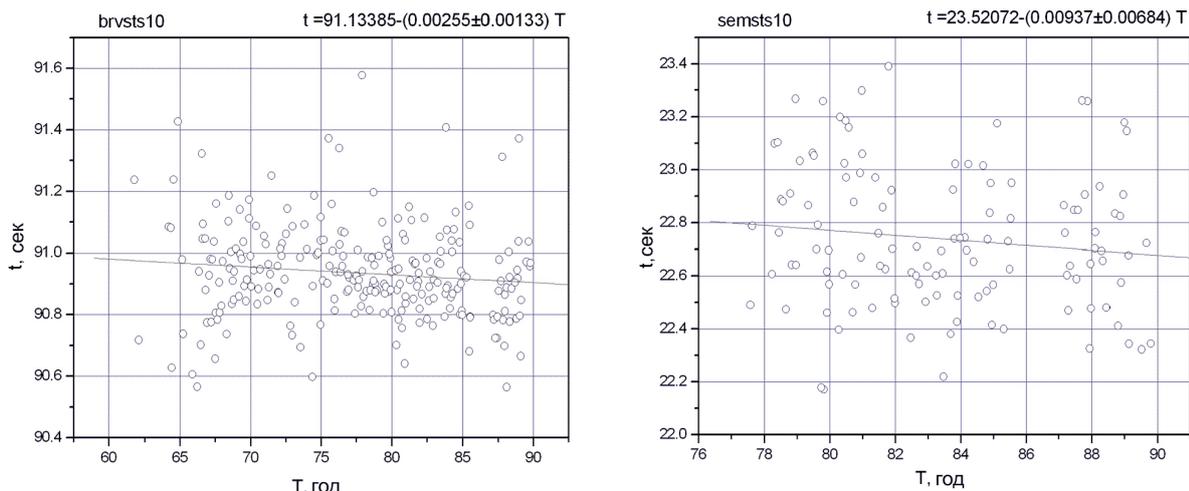
док - Балапан (680 - 700 км); Дегелен (645 - 660 км). Время пробега продольной сейсмической волны на трассах brvsts и semsts уменьшается в календарном времени (рисунок 1б).

Частотные спектры временных вариаций времени пробега продольных волн, регистрируемых станциями Семипалатинск и Боровое, приведены на рисунке 2.



а – локальные годографы

Рисунок 1. Локальные годографы и линейные тренды времени пробега продольной волны на трассах «СИП- станция Боровое» и «СИП – станция Семипалатинск»



б – линейные тренды

brvsts (слева) - трасса «СИП – станция Боровое»; semsts (справа) - трасса «СИП – станция Семипалатинск»

Рисунок 1. Локальные годографы и линейные тренды времени пробега продольной волны на трассах «СИП- станция Боровое» и «СИП – станция Семипалатинск»

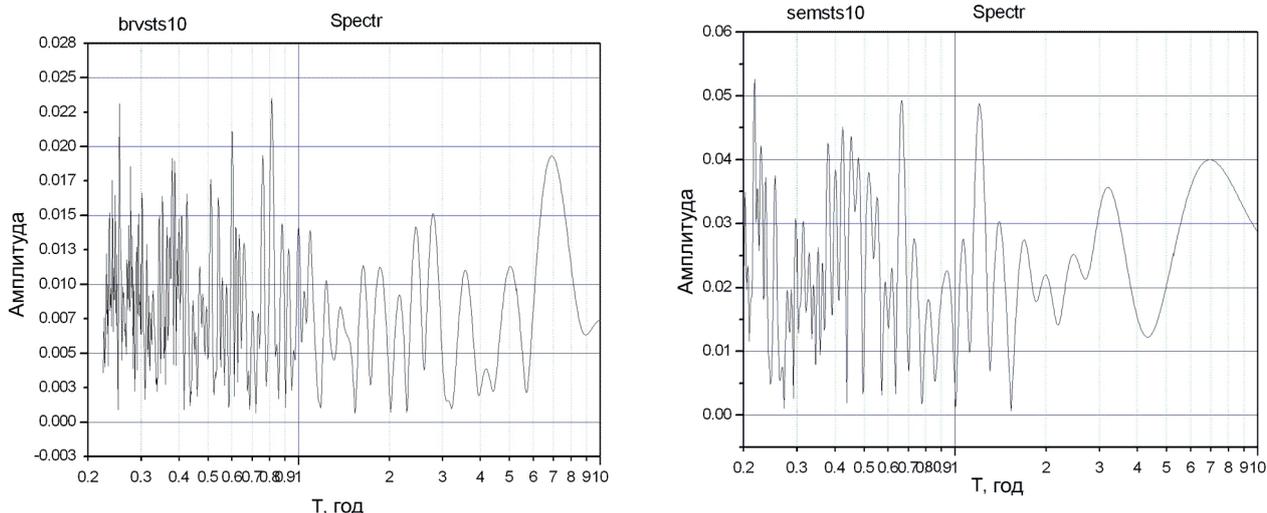


Рисунок 2. Частотные спектры вариаций времени пробега продольной волны на трассах «СИП- станция Боровое» (слева) и «СИП – станция Семипалатинск» (справа)

Как следует из рисунка 2, частотный спектр временных вариаций времени пробега продольной волны на трассах «СИП - станция Боровое» визуально отличается от частотного спектра для трассы «СИП - станция Семипалатинск». Если на трассе semsts наблюдаются основные периодичности 1,2, 3,2 и 7 лет, то на трассе brvsts спектр вариаций более многочастотный. Возможно, это связано с разными календарными периодами исходных данных для этих трасс: по станции Семипалатинск анализировались данные за период 1977 - 1989 гг., по станции Боровое – за период 1961 - 1989 гг., что обусловлено наличием сейсмограмм в архивах. Исследования в этом направлении следует продолжить.

Вариациям времени пробега сейсмических волн (или их скоростям) в календарном времени посвящено много работ [16 - 27]. В вариациях глубокофо-

кусной сейсмической активности Земли в период 1963 - 1979 гг. обнаружены периодичности в 7 - 9 лет для районов Северного полушария и 12 - 14 лет для Южного полушария [16].

При анализе времён пробега и амплитуды сейсмических волн от подземных ядерных взрывов, произведенных на Невадском полигоне, на интервалах от 10 - 12 до 30 лет были выделены драконический (27.21222 суток) и сидерический (27.32167 суток) лунные циклы [17]. Шестилетние периодичности возникновения цунами в Тихом океане авторы [18] связывают с перемещениями внутреннего ядра в теле Земли. В [19] сделан вывод о том, что «результаты анализа временных рядов эффективных скоростей и невязок времён пробега относительно годографа IASPEI-91 слаборефрагированной волны  $P_n$  от ядерных взрывов на

Семипалатинском полигоне за 1968 - 1989 гг. позволяют предположить преобладание процессов сжатия в земной коре и верхней мантии в течение наблюдаемого периода в районе Северного Тянь-Шаня и процессов разуплотнения в районах Срединного и Южного Тянь-Шаня». На фоне разнополярного линейного тренда скорости сейсмической волны наблюдаются ритмические составляющие с периодами 2 - 3 года и 5 - 7 лет. По всем 10-ти станциям (Бишкек, Пржевальск, Чумыш, Ананьево, Каджисай, Нарын, Манас, Арал, Арсланбоб, Суфикурган) «наблюдается корреляция между вариациями кинематических параметров и вариациями годовых чисел землетрясений...». В [20] исследования позволили авторам выделить основные периодичности в вариациях скорости сейсмической волны и сопоставить их с известными нестабильностями скорости вращения Земли: 1 - 1.5 года – метеорологические (1 год) и Чандлеровы колебания полуса (1.2 года); 2 - 3 года и 5 - 6 лет – квазидвухлетняя и шестилетняя цикличности январских и июльских максимумов скорости вращения Земли; 10 - 12 лет и 20 - 22 года – нестабильности, связанные с процессами в недрах Земли. В [21] в качестве возможного объяснения

суточных и годовых ритмов естественных импульсных электромагнитных полей Земли в сейсмоактивных районах Прибайкалья предложена эксцентричность вращения ядра и оболочки Земли с разными угловыми скоростями. Действительно, в [22] теоретически, а в [23–25] по экспериментальным наблюдениям землетрясений на трассе Южные Сандвичевы острова – станция Колледж (COL) и подземных ядерных взрывов на трассе Новая Земля – станция Новолазаревская (NVL) было установлено, что внутреннее ядро вращается несколько быстрее относительно Земли в целом. Оценки скорости относительного вращения внутреннего ядра составляли порядка  $1^\circ$  и  $1.8^\circ - 2.1^\circ$  в год. Однако, эти результаты не получили подтверждения на трассе Новая Земля – станция Дюмон-Дюрвиль (DRV, Антарктида) [26, 27].

Краткий обзор результатов наблюдений вариаций различных геофизических явлений (землетрясения, цунами, естественные электромагнитные поля, движения внутреннего ядра) подтверждает необходимость дальнейших исследований, в частности, вариаций времени пробега сейсмических волн в календарном времени.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гамбурцева, Н. Г. Периодические вариации параметров сейсмических волн при просвечивании литосферы мощными взрывами / Н. Г. Гамбурцева, Е. И. Люкэ, В.Н. Николаевский, С. И. Орешин, И. П. Пасечник, В. Е. Перегонцева, Х. Д. Рубинштейн // ДАН СССР, 1982. – Т. 266. – С. 1349 – 1353.
2. Ан, В. А. Циклические изменения параметров сейсмической волны Р на трассе Невада-Боровое / В. А. Ан, Е. И. Люкэ // Физика Земли, 1992. – №4. – С. 20 – 31.
3. 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.
4. Ан, В. А. Линейный тренд времени пробега продольной сейсмической волны по наблюдениям на станциях Казахстана и Кыргызстана / В. А. Ан, Л. Д. Годунова, П. Б. Каазик // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Шестой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – С. 14 – 18.
5. Dziewonski, A. M. Preliminary Reference Earth Model / A. M. Dziewonski, D.L. Anderson // Phys. Earth Planet Inter., 1981. – V. 25. – P. 297 – 356.
6. 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.
7. Кондорская, Н. В. Сейсмические станции Единой системы сейсмических наблюдений СССР (ЕССН) на 01.01.1990 г. / Н. В. Кондорская, И. В. Фёдорова // М.: ОИФЗ РАН, 1996. – 36 с.
8. Старовойт, О. Е. Сейсмические станции Российской Академии Наук (состояние на 2001 г.) / О. Е. Старовойт, В. Н. Мишаткин // Москва – Обнинск: ГС РАН, 2001. – 88 с.
9. Ан, В.А. Время пробега сейсмической волны Р<sub>n</sub> на трассе Семипалатинский испытательный полигон – сейсмическая станция "Боровое" / В.А. Ан, П.Б. Каазик, В.М. Овчинников // Вестник НЯЦ РК, 2002. – Вып.2. – С. 55 – 58.
10. 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. – Вып. № 2. – С. 41 – 45.
11. Ядерные испытания СССР. Под ред. В. Н. Михайлова. – М.: ИздАТ, 1997. – 304 с.
12. Горин, В. В. Семипалатинский полигон: хронология подземных ядерных взрывов и их первичные радиационные эффекты (1961–1989 гг.) / В. В. Горин, Г. А. Красилов, А. И. Куркин, А. Л. Мальцев, А. М. Матущенко, С. Л. Орлов, А. В. Пичугин, С. Г. Смагулов, В. Г. Струков, В. И. Филипповский, К. В. Харитонов, А. К. Чернышев, М. В. Шумаев // Бюллетень Центра общественной информации по атомной энергии № 9/193. Спецвыпуск. Москва. ЦНИИАтоминформ, 1993. – С. 21 – 32.
13. Ядерные испытания СССР. Семипалатинский полигон. Обеспечение общей и радиационной безопасности ядерных испытаний. Главный редактор В. А. Логачёв. – М.: ФУ «Медбиоэкстрем», 1997. – 319 с.
14. Бочаров, В.С. Характеристики 96 подземных ядерных взрывов на Семипалатинском испытательном полигоне / В. С. Бочаров, С. А. Зеленцов, В. Н. Михайлов // Атомная энергия, 1989. – Т. 67. – Вып. 3. – С. 210 – 214.
15. Trabant, C. Ground truth seismic events and location capability at Degelen mountain, Kazakhstan / C. Trabant, C. Thurber, W. Leith // Phys. Earth Planet Int., 2002. No. 131. – P. 155 – 171.

16. Поликарпова, Л. А. Временные закономерности распределения глубоких землетрясений земного шара за период 1963 – 1979 год / Л. А. Поликарпова, Ю.Ф. Белавина, А. А. Малиновский, А. М. Поликарпов // Физика Земли, 1995. – № 2. – С. 28 – 39.
17. Дараган, С. К. Лунные и сезонные вариации параметров сейсмических волн от подземных ядерных взрывов / ДАН, 1997. – Т. 352, № 3. – С. 396 – 399.
18. Левин, Б. В. О шестилетней периодичности возникновения цунами в Тихом океане / Б. В. Левин, Е. В. Сасорова // Физика Земли, 2002. – № 12. – С. 40 – 49.
19. Гамбурцева, Н. Г. Геодинамические процессы в сейсмоактивных районах Тянь-Шаня по данным мониторинга с использованием ядерных взрывов / Н. Г. Гамбурцева, Т. М. Сабитова, Д. Д. Султанов, И. А. Санина, О. П. Кузнецов, И. В. Волкова, О. А. Усольцева // Физика Земли, 2006. – № 4. – С. 3 – 13.
20. Адушкин, В. В. О результатах долговременного просвечивания литосферы сейсмическими волнами сильных взрывов и землетрясений / В. В. Адушкин, Н.Г. Гамбурцева, И. А. Санина, Д. Д. Султанов, М. А. Нестеркина, О. А. Усольцева // ДАН, 2008. – Т. 418, № 1. – С. 1 – 6.
21. Малышков, Ю. П. Периодические вариации геофизических полей и сейсмичности, их возможная связь с движениями ядра Земли / Ю. П. Малышков, С. Ю. Малышков // Геология и геофизика, 2009. – Т. 50, № 2. – С. 152 – 172.
22. Авсюк, Ю. Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. – 188 с.
23. Song, X. Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core / X. Song, P.G. Richards // Nature, 1996. – V. 382, No. 6588. – P. 221 – 224.
24. Овчинников, В. М. О скорости относительного вращения внутреннего ядра Земли / В. М. Овчинников, В. В. Адушкин, В. А. Ан // ДАН, 1998. – Т. 362, № 5. – С. 683 – 686.
25. Авсюк, Ю. Н. Комплексное исследование подвижности внутреннего ядра Земли / Ю. Н. Авсюк, В. В. Адушкин, В. М. Овчинников // Физика Земли, 2001, № 8. – С. 64 – 75.
26. Souriau, A. Inner core differential rotation: Facts and artefacts / A. Souriau, P. Roudil, B. Moynot // Geophys. Res. Lett., 1997. – V. 24, No. 16. – P. 2103 – 2106.
27. Souriau, A. Is the rotation real? / Science, 1998. – V. 281. – P. 55 – 56.

## ҚУМА СЕЙСМИКАЛЫҚ ТОЛҚЫННЫҢ ЖҮГІРУ УАҚЫТЫНЫҢ ВАРИАЦИЯЛАРЫ

Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б.

*РФА Геосфера динамикасы институты, Мәскеу, Ресей*

Күнтізбелік уақытындағы жергілікті годографтары, сызықтық трендтері және ССП – Семей станциясы мен ССП – Бурабай станциясы трассаларындағы кума сейсмикалық толқынның жүгіру уақыты вариацияларының жиіліктік спектрі талқыланды. Қарастыруы, Семей сынау полигонының Балапан (1965-1989 ж.ж.) және Дегелен (1961-1989 ж.ж.) алаңдарында орындалған ядролық жарылыстар үшін бірлестіре жүргізілген.

## SEISMIC S-WAVE TRAVELTIME VARIATIONS

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

*Institute of Dynamics of Geospheres RAS, Moscow, Russia*

Local travel-time curves, linear trends in calendar time and frequency spectrum variations of P-wave on traces of STS – Semipalatinsk station and STS – Borovoye station have been considered in this paper. Studies were done both for underground nuclear explosions at Balapan site (1965-1989) and Degelen site (1961-1989) in Semipalatinsk Test Site.

УДК 531.7:550.34

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРТАТИВНОЙ СЕЙСМОРЕГИСТРИРУЮЩЕЙ АППАРАТУРЫ В ПОЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ

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

<sup>1)</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Россия

<sup>2)</sup>ФГУП ОКБ Океанологической техники РАН, Россия

<sup>3)</sup>Институт динамики геосфер РАН, Россия

Выполнены полевые экспериментальные исследования опытных образцов портативного сейсмометра и трёхканальной сейсмической станции с цифровой регистрацией. Доказано соответствие эксплуатационных характеристик и надёжности приборов целям, поставленным при её разработке, выявлены их недостатки. Проведено сравнение эксплуатационных и технических характеристик исследуемых сейсмометров с аппаратурой, широко используемой и хорошо зарекомендовавшей себя в геофизических экспериментах.

### ВВЕДЕНИЕ

Одним из важных направлений работ экспериментальной геофизики является выявление «тонких» характеристик геофизических полей, непрерывно меняющихся во времени. Выявление таких характеристик налагает соответствующие требования к аппаратуре, особенно, по высокой временной стабильности и идентичности. Очевидно, что эти требования должны быть обеспечены всей конструкторско-технологической цепочкой разработки и, что очень важно, объёмом последующих исследований и испытаний с соответствующим их приборно-методическим обеспечением. Именно с учётом таких требований разработаны портативный цифровой сейсмометр (ПЦС) [1, 2] и цифровая сейсмическая станция (ПЦСС) [3], изготовлены их опытные образцы. Аппаратура рассчитана на решение различных задач, в том числе, проведения мониторинга ядерных испытаний в качестве дополнительных средств оперативного контроля. Выполнен полный комплекс испытаний разработанных приборов: лабораторных, - при которых определялись характеристики регистратора; на аттестованных поверочных сейсмических вертикальной и горизонтальной установках, - где измерялись АЧХ сейсмических каналов; сравнительных – на постаментах ИДГ РАН и геофизической обсерватории (ГФО) «Михнево», где проведены измерения одновременно с контрольной аппаратурой [2, 3]. Комплекс испытаний и лабораторных исследований показал, что аппаратура работоспособна и удовлетворяет большинству технических требований, предъявляемых к таким устройствам. Завершающей стадией испытаний опытных образцов стало их опробование в полевых условиях совместно с контрольными станциями REF ТЕК 130 (США). Задачей опробования было выяснение соответствия эксплуатационных характеристик и надёжности техники целям, поставленным при её разработке, выявление недостатков, а также сравнение эксплуатационных и технических характеристик исследуемых сейсмометров с широко используемой и хорошо зарекомендовавшей себя в геофизических экспериментах аппаратурой.

### ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО ЛОКАЦИИ КАРЬЕРНЫХ ВЗРЫВОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПОРТАТИВНОГО ЦИФРОВОГО СЕЙСМОМЕТРА (ПЦС)

На рисунке 1 показан опытный образец портативного цифрового сейсмометра ПЦС, созданный на базе сейсмоприёмника СМ-6 и предназначенный для наземных исследований в комплекте с приёмником GPS. Полевые испытания сейсмометра проведены в два этапа: на относительно кратковременных работах по локации карьерных взрывов и при долговременной регистрации в составе группы сейсмического мониторинга.

Первым полевой эксперимент, в котором использован ПЦС, была локация взрыва, произведённого на Афанасьевском карьере 08.07.2010 в 12:31 (мск). Мощность взрыва составила 5,664 т (5 ступеней по 1,13 т). При измерениях в качестве штатной аппаратуры использована сейсмостанция REF ТЕК 130, укомплектованная короткопериодным датчиком GS-1. Одновременно сейсмостанция REF ТЕК 130 являлась контрольным прибором для сравнения с ПЦС. Вся аппаратура была размещена в одной из точек сейсмической группы на расстоянии 40 км от эпицентра взрыва. Исследуемый сейсмометр и датчик станции REF ТЕК были установлены в непосредственной близости друг от друга в углублении естественного происхождения. Положение контрольного сейсмоприёмника, штырьевые ножки которого втыкались в грунт, выравнивалось по пузырьковому уровню, тогда как ПЦС установлен на поверхность твёрдого грунта без выравнивания по вертикали в расчёте на работу схемы автоматического поддержания нуля. Для питания штатного оборудования использован внешний аккумулятор, тогда как ПЦС работал от внутреннего питания. После включения питания сейсмометра светодиодная индикация показала готовность к работе примерно через 20 с.



Рисунок 1. Портативный цифровой сейсмометр ПЦС с приёмником GPS

Регистрация данных обеими станциями проведена в течение ~3,5 часов. Для синхронизации записей использованы приёмники GPS. Колебания, возникшие в результате взрыва, из-за высокого уровня сейсмического шума было сложно выделить, поэтому проведена специальная обработка. На рисунке 2 показаны сейсмограммы, записанные в течение 2,5 мин., включая момент взрыва в 8:31 GMT, ПЦС и вертикальным каналом станции REF ТЕК (датчик GS-1), программно отфильтрованные фильтром Баттерворта нижних частот с частотой среза 2 Гц.

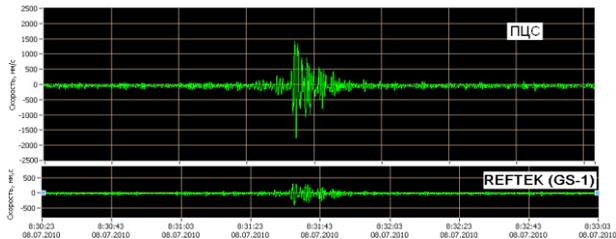


Рисунок 2. Отфильтрованные записи взрыва, произведенного на Афанасьевском карьере

Сравнение записей показывает, что амплитуды скорости колебаний частотой ~1 Гц, вызванных взрывом и зафиксированных ПЦС, в несколько раз превосходят, измерения контрольной станцией. Фазы колебаний на обеих сейсмограммах совпадают. Причина расхождения результатов регистрации взрыва может быть объяснена частотными спектрами обеих станций, которые рассчитаны по получасовым записям, сделанным во время регистрации с 8:04:30 до 08:34:30 GMT (рисунок 3).

Как видно из рисунка 3, в частотном диапазоне 1,5 - 40 Гц спектры практически совпадают. Имеющиеся незначительные различия могут быть объяснены погрешностью коэффициентов преобразования датчиков. Колебания с частотами ниже 1,5 Гц ПЦС регистрирует лучше, чем контрольная аппаратура, что неудивительно, т.к. граничная частота сейсмоприёмника СМ-6, входящего в состав исследуемого сейсмометра, составляет 0,7 Гц, а граничная частота сейсмоприёмником GS-1, входящего в состав REF ТЕК-130, – 1 Гц.

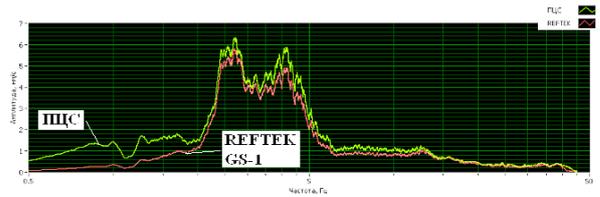


Рисунок 3. Частотные спектры записей взрыва на Афанасьевском карьере

Второй полевой эксперимент, в котором использован ПЦС, была локация карьерных взрывов вблизи г. Ковров Владимирской обл. 22.07.2010. На карьере было произведено три взрыва с параметрами, приведенными в таблице.

Таблица. Параметры зарегистрированных карьерных взрывов вблизи г. Ковров

№ взрыва	Время, GMT	Мощность, кг	К-во ступеней	Мощность ступени, кг
1	08:38:52,149	3640	4	910
2	08:45:58,590	2160	4	540
3	08:57:05,993	3600	6	600

Как и в первом эксперименте, элементом сейсмической группы и контрольным прибором для ПЦС была станция REF ТЕК-130 с сейсмоприёмником GS-1. Данная аппаратура была расположена на расстоянии 50 км от карьера. Исследуемый сейсмометр и датчик станции REF ТЕК во время регистрации находились в непосредственной близости друг от друга. Методика их установки была аналогична описанной в первом эксперименте. После включения питания сейсмометра автоматическая система поддержания нуля обеспечила готовность прибора к работе через 26 сек. Регистрация данных обеими станциями проведена в течение ~3-х часов. На рисунке 4 показана запись всех трёх взрывов после фильтрации тем же фильтром, что и в первом эксперименте. Привязка сейсмических данных, полученных ПЦС, ко времени обеспечена формирователем минутной метки.

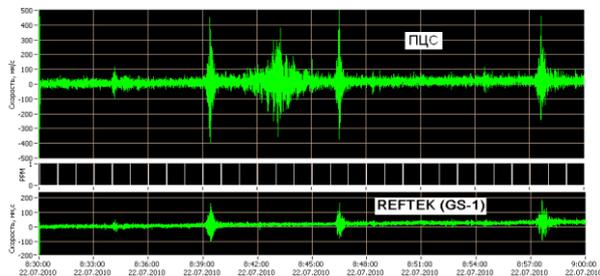


Рисунок 4. Отфильтрованные записи взрывов на карьере возле г. Ковров

Ежеминутные сигналы точного времени PPM (Pulse-per-Minute), выделенные по записи, показаны на рисунке 4 под сейсмограммой ПЦС. Начало этих меток с точностью до 10 мс совпадает с началом соответствующих минут по часам станции REF ТЕК как в начале, так и в конце созданных ею получасо-

вых файлов. Так же, как при первом эксперименте, амплитуды скоростей колебаний частотой  $\sim 1$  Гц, зафиксированные ПЦС, в несколько раз выше, чем зарегистрированные станцией REF ТЕК. Кроме того, в промежутке между первым и вторым взрывами опытный образец сейсмометра записал колебания от неизвестного источника с частотой  $\sim 0,7$  Гц. На сейсмограмме, зарегистрированной контрольной станцией, сигнал отсутствует, что свидетельствует о более широком частотном диапазоне ПЦС. На рисунке 5 приведены частотные спектры скоростей колебаний, полученные исследуемой и контрольной станциями.

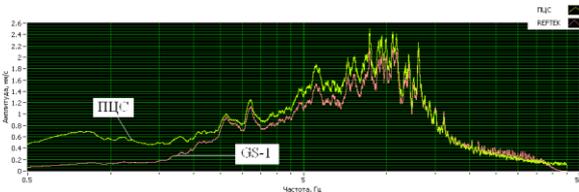


Рисунок 5. Частотные спектры записей взрывов на карьере возле г. Ковров

Как видно из рисунка 5, оба частотных спектра совпадают, их расхождение имеет место только на частотах, ниже 1,5 Гц, что объясняется разницей АЧХ приборов.

Таким образом, экспериментальные данные позволяют сделать вывод, что использование ПЦС для регистрации частотного диапазона сигналов, вызываемых карьерными взрывами, предпочтительнее короткопериодных сейсмоприёмников GS-1. Следует отметить, что полоса рабочих частот сейсмоприёмников SM-6, используемых в ПЦС, в настоящее время расширена до 0,5 - 40 Гц, что ещё больше увеличит преимущество разработанной аппаратуры перед аналогичной импортной.

### СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ

Длительное полевое опробование портативного цифрового сейсмометра ПЦС и опытная эксплуатация цифровой сейсмической станции ПЦСС в составе малоапертурных сейсмических групп проведены при сейсмическом мониторинге двух территорий: в районе Ленинградской АЭС возле п. Сосновый бор (2010 г.) и в районе предполагаемого строительства Нижегородской АЭС около д. Чудь Нижегородской области (2011 г.).

Схема сейсмической группы, установленной в Нижегородской области, показана на рисунке 6. Группа состояла из девяти точек наблюдения, в трёх из которых измерения выполнены широкополосными станциями REF ТЕК (B1, B3, B4), в четырёх – регистраторами REF ТЕК с короткопериодными датчиками Seis-Monitor (C0, A1, A2, A3) и в двух – ПЦСС с датчиками SM-3 (B2, B5). Все датчики были установлены на мраморные плиты в шурфах глубиной  $\sim 0,5$  м. Каждая станция вела запись во внутреннюю флэш-память. Раз в неделю производилась остановка

отдельных станций группы на 30 - 60 мин для замены аккумулятора и съёма записанных данных.

Опытный образец портативного сейсмометра располагался в 20 м от точки B1, в которой была установлена сейсмическая станция REF ТЕК, оснащённая широкополосным трёхкомпонентным датчиком REFTEK-151-30, выполнявшая роль контрольной аппаратуры. ПЦС так же, как и сейсмоприёмник REFTEK, были установлены в шурфе глубиной 0,5 м на мраморной плите, которая была выровнена по горизонтали с помощью пузырькового уровня для минимизации потребления энергии схемой автоматического поддержания нуля.

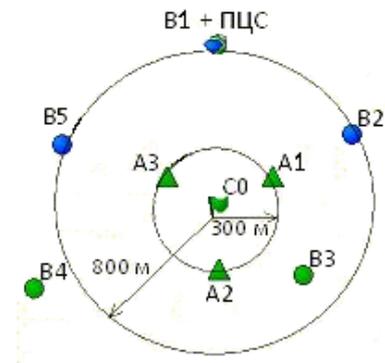


Рисунок 6. Схема временной сейсмической группы в Нижегородской обл. (2010 г.)

Питание исследуемого сейсмометра осуществлялось от внутреннего аккумулятора, а контрольной станции – от внешнего автомобильного аккумулятора. Регистрация сигналов с использованием ПЦС начата после появления сигнала индикаторного светодиода о выведении на нуль маятника сейсмоприёмника автоматической системой 17.06.2011 в 10:13 (мск) и продолжалась  $\sim 57$  часов до остановки из-за разряда аккумулятора. Синхронизация регистрируемых сейсмических данных со временем производилась с помощью формирователя минутной метки по сообщениям приёмника GPS. За весь период мониторинга сейсмических событий зарегистрировано не было. На рисунке 7 приведен фрагмент записи шумов, сделанных ПЦС (без предварительной обработки), а также станцией REF ТЕК (программно отфильтрованной фильтром Баттерворта высоких частот с частотой среза 0,7 Гц). Это позволяет сравнить записи, т. к. рабочий диапазон частот контрольного сейсмоприёмника составлял 0,016 – 40 Гц, а датчика ПЦС – (0,7 – 40) Гц.

Сравнение записей на рисунке 7, показывает, что они являются близкими как по значениям скоростей, так и по фазам колебаний. Временная синхронизация данных станции REF ТЕК и ПЦС также совпала с точностью до периода оцифровки 10 мс на протяжении всего времени работы опытного образца сейсмометра. Идентичность работы исследуемой и контрольной аппаратуры в рабочем диапазоне частот ПЦС подтверждает и частотный спектр скоростей,

рассчитанный по соответствующим получасовым записям (рисунок 8). Расхождение спектров имеет место на частотах ниже 0,7 Гц, что связано с техническими характеристиками сейсмоприёмников.

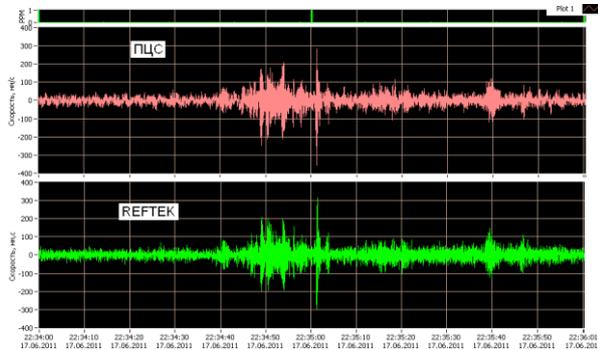


Рисунок 7. Фрагмент записей шумов расположенных рядом ПЦС и станции REFTEK

В отличие от ПЦС, в котором сейсмоприёмник объединён в одном корпусе с регистратором, ПЦСС допускает смену датчиков в зависимости от решаемой геофизической задачи, что расширяет область применения станции, хотя и требует дополнительных работ по соединению отдельных модулей. Для продолжительных по времени работ это не столь существенно.

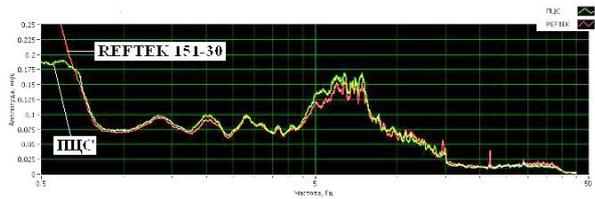


Рисунок 8. Частотные спектры записей ПЦС и станции REFTEK

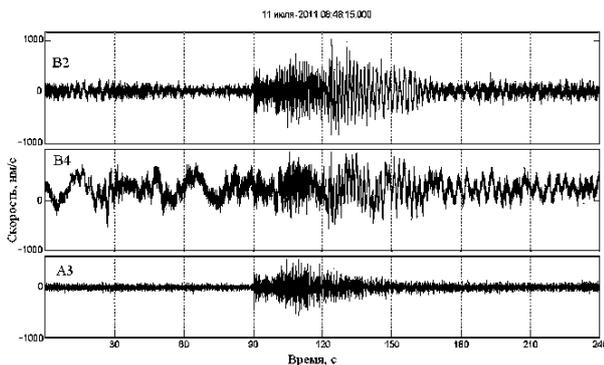


Рисунок 9. Записи карьерного взрыва, произведённого в районе г. Ковров

Каждая ПЦСС, работавшая в составе сейсмической группы, комплектовалась тремя короткопериодными сейсмоприёмниками СМ-3 – вертикальным и двумя горизонтальными. Записи обеих станций использованы для изучения сейсмичности территории наряду с записями, полученными в других точках наблюдения. На рисунке 9 представлены сей-

смограммы карьерного взрыва, произведённого в районе г. Ковров на расстоянии ~90 км от группы. Для сравнения показаны записи вертикальных каналов в точке В2 (ПЦСС) и в ближайших к ней точках В4 (широкополосный REF ТЕК) и А3 (короткопериодный REF ТЕК).

### НАТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ШИРОКОПОЛОСНОЙ ПЦСС

В 2010 г. автономная сейсмостанция ПЦСС с трёхкомпонентным широкополосным датчиком СМ-3Е была установлена на постаменте в шахте ГФО «Михнево» для проведения натурных испытаний. Измеренные данные передавались в лабораторный корпус ГФО по оптоволоконному кабелю в режиме реального времени с помощью интерфейса Ethernet. Одновременно для исключения потери данных из-за сбоев в работе компьютерной сети ГФО велась запись сейсмических сигналов во внутреннюю флэш-память станции. Исходя из частотной характеристики датчиков СМ-3Е, частота оцифровки была выбрана 100 Гц. При такой частоте данные за последний месяц работы, хранящиеся во внутренней памяти станции, в случае необходимости могут быть считаны через USB-интерфейс. За четыре месяца работы в режиме тестирования с мая по август 2010 г. ПЦСС зарегистрировала более сотни сейсмических событий (землетрясений и карьерных взрывов), подтверждённых работающей совместно контрольной станцией на основе сейсмоприёмников СМ-3 [4]. Кроме того, для подтверждения возможности проведения геофизических экспериментов с помощью широкополосной ПЦСС было выполнено исследование приповерхностного слоя земной коры в районе ГФО «Михнево» с использованием записей за период с мая 2010 г. по май 2011 г., и сравнение полученного результата с данными из других источников. Выполнены эмпирические оценки спектров реакции приповерхностного слоя земной коры с применение двух методов: Накамуры [5] и HVSR (Horizontal to Vertical Spectrum Ratio) [6]. Оба метода основаны на определении отношения горизонтальных и вертикальных компонент амплитудного спектра Фурье смещений почвы под широкополосной трёхкомпонентной сейсмической станцией. Накамура первым предложил применить этот метод к анализу микросейсм длиннопериодных сейсмических шумов от различных источников. Затем Лермо и Чавес-Гарсия (метод HVSR) распространили его на анализ S-компоненты землетрясений. При наличии модели скоростной структуры приповерхностной части можно затем определить её толщину и свойства [7].

Для анализа данных по методу Накамуры использованы 52 фрагмента записей микросейсмического шума, длительностью 500 с каждый, в отсутствие сейсмических событий. Для учета сезонных вариаций, отбор фрагментов проведен по записям, полученным с ПЦСС в течение года. С целью ми-

нимизации влияния техногенного шума выбирались, как правило, фрагменты сейсмограмм, записанных в ночное время. По каждой из компонент отобранных фрагментов сформирован спектр Фурье амплитуд скоростей. Горизонтальный спектр  $H(f)$  вычислялся как среднеквадратичное значение спектров компонент N-S  $h_{NS}(f)$  и E-W  $h_{EW}(f)$  по формуле из [8]

$$H(f) = \sqrt{h_{NS}^2(f) + h_{EW}^2(f)}.$$

Полученные таким образом горизонтальные спектры Фурье, а также вертикальные спектры  $V(f)$  сглаживались скользящим прямоугольным окном шириной 0,1 Гц, после чего были рассчитаны спектры отношения  $H/V$  для каждого из фрагментов. Осреднённый по всем записям  $H/V$ -спектр показан на рисунке 10.

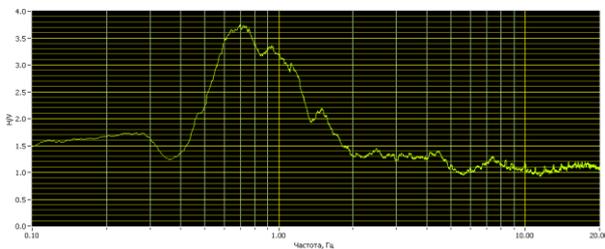


Рисунок 10. Осреднённый  $H/V$  спектр по методу Накамуры для ГФО «Михнево»

Данный спектр для приповерхностного слоя земной коры имеет выраженный резонансный пик на частоте 0,7 Гц, что характерно для осадочных пород [7].

Для формирования спектров методом HVSR были отобраны 56 сейсмограмм землетрясений за тот же период, что и по методу Накамуры. Спектры землетрясений рассчитаны по окнам 20 - 70 с, содержащим наиболее интенсивную часть записи S-волны. Для их построения использованы только те частоты, на которых значение отношения сигнал/шум превышало 2. В качестве записи шума использованы фрагменты сейсмограмм той же длины, что и полезная часть сигнала, зарегистрированные непосредственно перед первым вступлением землетрясения. Далее из полученных спектров для каждой записи формировался общий осреднённый  $H/V$ -спектр аналогично методу Накамуры. По виду он близок к спектру на рисунке 10 и также имеет пик на частоте 0,7 Гц.

С использованием геолого-геофизического разреза из [9] оценена средняя скорость продольных волн в приповерхностном слое земной коры под Михнево как  $\langle V_p \rangle \approx 1,8$  км/с. Исходя из формулы в [7] и учитывая соотношение скоростей продольных и поперечных волн равное  $\sqrt{3}$ , получена оценка толщины приповерхностного слоя земной коры под Михнево

$$h = \frac{\langle V_p \rangle}{4\sqrt{3}f_0} \approx 380 \text{ м.}$$

В соответствии с измерениями, проведёнными широкополосной ПЦСС, и выполненными расчётами ниже вычисленной глубины 380 м скорость распространения сейсмических волн резко возрастает. Сравнение этих данных с данными, полученными другими методами, в частности, методом глубинного бурения, показало, что согласно геолого-гидрогеологическому профилю Москва-Протвино [10] примерно на такой глубине находится граница зоны нижнего карбона и нижняя граница зоны активного водообмена. Ниже этих границ скорость распространения продольных волн увеличивается до 6 км/с и выше, что подтверждает результат, полученный по измерениям с помощью широкополосной ПЦСС, и доказывает возможность её применения для геофизических исследований.

После проведенных испытаний, с сентября 2010 г. ПЦСС, оснащённая сейсмоприёмником СМ-3Е, включена в состав стационарной сейсмической группы «Михнево» и работает до настоящего времени как широкополосная трёхкомпонентная точка наблюдения.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведённое опробование экспериментального образца ПЦС и опытная эксплуатация ПЦСС в полевых условиях позволили сравнить их с контрольной аппаратурой и сделать ряд выводов и рекомендаций по их применению.

Портативный сейсмометр более удобен в эксплуатации, чем контрольная аппаратура, по следующим причинам. Во-первых, разработанный сейсмометр представляет собой единую моноблочную конструкцию и не требует соединения разных модулей станции на месте размещения аппаратуры. Во-вторых, не требуется тщательной подготовки площадки под его установку и точное выравнивание относительно горизонта, т. к. маятник сейсмоприёмника выводится на нуль автоматически электронной схемой. В-третьих, для запуска сейсмометра на регистрацию достаточно включить питание и нажать кнопку «Пуск». Отсутствие необходимости проведения многочисленных и достаточно сложных настроек для запуска аппаратуры, выполняемых обязательно на месте работы станции, выгодно отличает ПЦС от станций REF ТЕК.

При установке на регистрацию и при перезапуске после смены аккумуляторов ПЦСС также более удобны, чем REF ТЕК, т. к. их не требуется каждый раз настраивать, что позволяет избежать ошибок при выполнении этих операций. Например, при развёртывании данной группы из семи станций REF ТЕК две были настроены неправильно, и, как следствие, информация за неделю с этих точек была потеряна.

Для кратковременных работ продолжительностью не более нескольких часов, например, при локализации карьерных взрывов, а также при работах, связанных с перемещением сейсморегистрирующей аппаратуры в другие точки, использование ПЦС

целесообразно в связи с простотой его развёртывания на объекте. В то же время при длительном мониторинге, предполагающем периодическую замену источников питания и съём данных, предпочтительно применение ПЦСС, т.к. раздельное размещение регистратора и сейсмоприёмника позволяет выполнить эти операции независимо.

Комплектование ПЦСС моноблочным трёхкомпонентным датчиком позволяет минимизировать процедуру монтирования станции на точке измерения, т.к. требуется только одно дополнительное по сравнению с ПЦС соединение – датчика с регистратором. В качестве примера на рисунке 11 показана комплектация портативной сейсмостанции с короткопериодным трёхкомпонентным велосиметром ТС-5.

Полевые испытания выявили также и недостатки конструкции разработанных приборов. Так, в настоящее время в ПЦСС считывание данных из внутренней флэш-памяти возможно только по USB-интерфейсу. Более удобной представляется комбинированная организация флэш-памяти станции на съёмных носителях (флэш-картах) с возможностью чтения их по USB, как это реализовано, например, в регистраторах «Байкал». Плохо видна при ярком освещении светодиодная индикация, особенно, под прямыми солнечными лучами. Над устранением этих недостатков ещё предстоит работать.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Башилов, И. П. Портативный цифровой сейсмометр / И. П. Башилов [и др.] // Сейсмические приборы, 2010. – т. 46, № 2. – С. 47 - 59.
2. Башилов, И. П. Автономный портативный сейсмоприёмник с цифровой регистрацией для сейсмологических исследований / И. П. Башилов [и др.] // Вестник НЯЦ РК, 2009. – Вып.3 (39). – С. 29 - 32.
3. Башилов, И. П. Портативные цифровые сейсмические станции в системах сейсмического мониторинга / И. П. Башилов [и др.] // Вестник НЯЦ РК, 2012. – Вып.1 (49). – С. 22 - 26.
4. Николаев, А. В. Сейсмо-деформационный мониторинг экологически опасных объектов и опасных природных процессов / А. В. Николаев [и др.] // Мониторинг. Наука и технологии, 2011. – № 2 (7). – С. 6 - 18.
5. Nakamura, Y. A method for dynamic characteristic estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // Quarterly Report of Railway Technical Research Institute, 1989. – v. 30, No. 1. – P. 25 - 33.
6. Lermo, J. F. Site effect evaluation using spectral ratios with only one station / J.F. Lermo, F.J. Chaves-Garcia // Bulletin of the Seismological Society of America, 1993. – v. 83. – P. 1574 - 1594.
7. Read, K. Site-response spectra for POLARIS station sites in Southern Ontario and Quebec / K. Read, H.E. Nagggar, D. Eaton // Seismological Research Letters, 2008. – v. 79, No. 6. – P. 776 - 784.
8. Yu, J. The choice of reference sites for seismic ground amplification analyses: Case study at Parkway, New Zealand. / J. Yu, J. Haines // Bulletin of the Seismological Society of America, 2003. – v. 93. – P. 713 - 723.
9. Горбунова, Э. М. Характеристика инженерно-геологического разреза территории геофизической обсерватории «Михнево» по результатам бурения экспериментальной скважины / Э.М. Горбунова // Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер. Сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2007. – С. 289 - 297.
10. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод мосоловско-морсовского водоносного комплекса по скважине 1/90 для технических целей и бальнеолечения по состоянию на 01.11.2001 // Отчёт : М.: «Геоцентр-Москва», 2001.

Вместе с тем, полученные данные подтверждают, что технические характеристики разработанных сейсмометра и сейсмостанции при работе в составе мобильной группы позволяют получить результат, по крайней мере, не хуже чем с известными средствами измерения сейсмических сигналов. Разработанная аппаратура готова для серийного выпуска ООО НТЦ «Поиск».



Рисунок 11. Внешний вид ПЦСС с трёхкомпонентным велосиметром ТС-5 и приёмником GPS

**ПОРТАТИВТІК СЕЙСМОТІРКЕУ АППАРАТУРАСЫН ДАЛАЛЫҚ  
ЖАҒДАЙЛАРЫНДА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬДЫ ЗЕРТТЕУ**

<sup>1</sup>Башилов И.П., <sup>1</sup>Волосов С.Г., <sup>2</sup>Зубко Ю.Н., <sup>3</sup>Королёв С.А., <sup>1</sup>Николаев А.В.

<sup>1</sup>*РФА О.Ю. Шмидт атындағы Жер физикасы институты, Мәскеу, Ресей*

<sup>2</sup>*РФА Мұхиттану техникасы ФГУП ОКБ, Мәскеу, Ресей*

<sup>3</sup>*РФА Геосфера динамикасы институты, Мәскеу, Ресей*

Портативтік сейсмометр мен цифрлық тіркеуімен үш арналы сейсмикалық станцияның тәжірибелік үлгілерін далалық жағдайларында экспериментальды зерттеулері орындалған. Зерттеулердің нәтижесінде, әзірлеуінде қойылған мақсаттарына аспаптардың сипаттамалары мен сенімділігінің сәйкестігі көрсетілген, олардың жетіспеушіліктері айқындалған. Зерттелудегі сейсмометрлердің пайдалану және техникалық сипаттамаларын геофизикалық эксперименттерінде кеңінен пайдаланудағы және өзін жақсы жағынан танытқан аппаратурасымен салыстыруы жүргізілген.

**EXPERIMENTAL AND FIELD STUDIES OF PORTABLE SEISMO-ACQUISITION EQUIPMENT**

<sup>1</sup>I.P. Bashilov, <sup>1</sup>S.G. Volosov, <sup>2</sup>Y.N. Zubko, <sup>3</sup>S.A. Korolyov, <sup>1</sup>A.V. Nikolaev

<sup>1</sup>*Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia*

<sup>2</sup>*EDBOE RAS, Moscow, Russia*

<sup>3</sup>*Institute of Dynamics of Geospheres RAS Moscow, Russia*

Prototype models of a portable digital seismometer and three-channel seismic station were tested in field conditions. The obtained results confirmed instruments being reliable in general and their performance parameters met the requirements having been set forth at design and development stage. Limitations were also identified. The studied seismometers were compared to currently in broad use instruments produced by other manufacturers for their performance properties.

УДК 550.380

## НОВАЯ МАГНИТНАЯ СТАНЦИЯ В КУРЧАТОВЕ, КАЗАХСТАН

<sup>1)</sup>Беляшов А.В., <sup>2)</sup>Гвоздарев А.Ю., <sup>3)</sup>Хомутов С.Ю.

<sup>1)</sup>Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

<sup>2)</sup>Горно-Алтайский государственный университет, Горно-Алтайск, Россия

<sup>3)</sup>Геофизическая обсерватория "Ключи" Алтае-Саянского филиала ГС СО РАН, Новосибирск, Россия

Приводится техническое описание новой магнитной станции «Курчатов» в составе комплексной системы «Курчатов-Крест» и результаты предварительной оценки качества ее работы.

### ВВЕДЕНИЕ

В 1960 - 80-е гг. в г. Курчатове на базе воинской части № 14053 действовала 9 отдельная лаборатория спецконтроля [1]. Основным направлением ее работы был мониторинг ядерных испытаний на полигонах мира. В состав лаборатории входили сейсмическая, инфразвуковая, магнитная, ионосферная и радионуклидная службы. С середины 1990-х годов техническое обеспечение лаборатории стало сокращаться, и к середине 2000-х годов инфраструктура пришла практически в полный упадок. В связи с актуальностью мониторинга несанкционированных ядерных испытаний в рамках Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ) и контроля за региональной и локальной сейсмичностью проведены работы по восстановлению геофизических технологий мониторинга в г. Курчатове. В 2005 - 2006 гг. за счет средств и технического обеспечения от ВТС ОДВЗЯИ была полностью восстановлена система сейсмического группирования AS058 – Курчатов, входящая в состав Международной системы мониторинга. С 2008 г. за счёт республиканского бюджета проведены работы по воссозданию инфразвуковой (2010 г.) и магнитной (2011 г.) станций.

Новая магнитная станция в г. Курчатове организована вблизи технической площадки № 2 Института геофизических исследований НЯЦ РК. Структурно станция представляет собой комплекс, состоящий из двух павильонов для магнитных измерений (абсолютного и вариационного) и технического павильона для вспомогательного оборудования. Назначение магнитной станции - непрерывный мониторинг регионального и глобального магнитного поля Земли, участие в мониторинге ядерных испытаний совместно с другими восстановленными геофизическими станциями, работа в качестве базовой (опорной) вариационной станции при проведении полевых магнитных измерений в местах проведения подземных ядерных взрывов на СИП, обеспечение контрольных измерений и тестирование полевой магнитометрической аппаратуры.

### ПРОЕКТИРОВАНИЕ И СТРОИТЕЛЬСТВО СТАНЦИИ

В соответствии с существующими рекомендациями по строительству стационарных геомагнитных станций, в частности, [2], была проведена оценка пригодности той части территории технической площадки № 2, на которой в советское время работала магнитная станция. Магнитометром ММ-61 выполнены измерения модуля магнитной индукции (модуля поля  $\Delta F$ ) на площади  $100 \times 100 \text{ м}^2$  с шагом 1 м по равномерной сети (рисунок 1), которые выявили магнитную аномалию от обсадной колонны 25-метровой сейсмической шахты, расположенной в 25 м к югу от старого павильона. Аномалия имеет интенсивность до 6000 нТл и градиент порядка 200 нТл/м (при допустимом значении до 5 нТл/м [2-4]), в связи с чем площадка и старый немагнитный павильон не были использованы для новой станции.

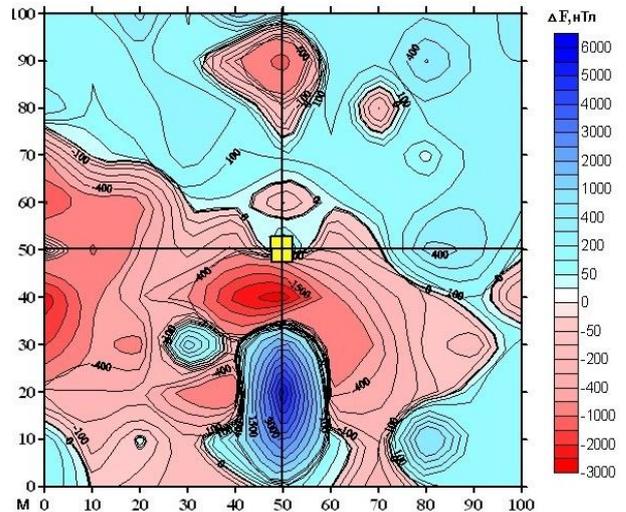
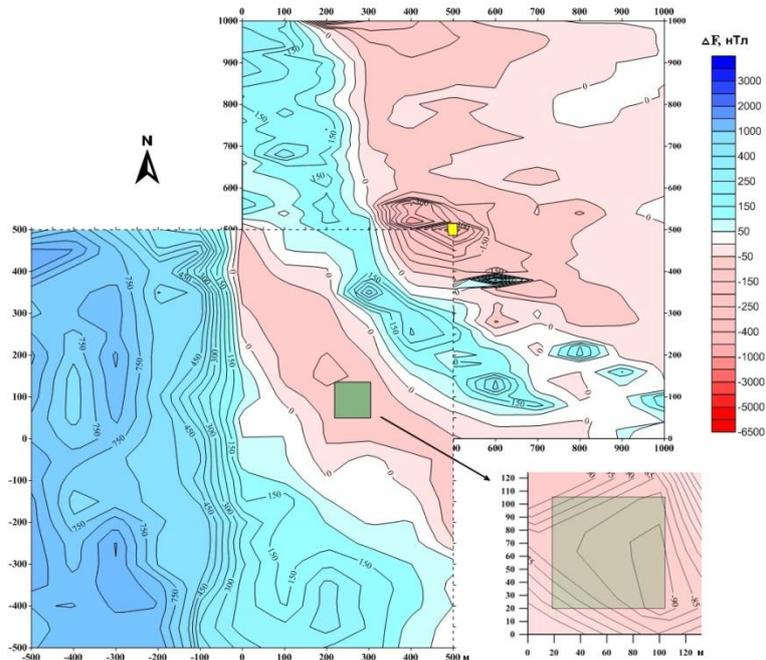


Рисунок 1. Распределение модуля магнитной индукции в районе расположения старого немагнитного павильона (жёлтый прямоугольник)

Для выбора нового места для магнитной станции была выполнена магнитная съемка на двух перекрывающихся участках площадью  $1000 \times 1000 \text{ м}^2$  каждый (рисунок 2).



Прямоугольник: жёлтый – старый немагнитный павильон, зелёный – участок для новой магнитной станции

Рисунок 2. Район технической площадки № 2. Результаты магнитной съемки, проведенной для выбора места размещения новой магнитной станции

По результатам съемки выделены два участка с низким значением градиента поля, потенциально пригодных для размещения новой станции – к северо-востоку и юго-западу от технической площадки № 2. Северо-восточный участок был забракован по следующим соображениям – расположен на холмистой местности вблизи резкого обрыва, не имеет прямой видимости от технической площадки № 2. Юго-западный участок расположен в 500 м от старого павильона, на ровном месте, в прямой видимости от технической площадки № 2. На этом участке проведена детальная магниторазведка с шагом 50 м по равномерной сети, показавшая, что градиент магнитного поля не превышает 0.7 нТл/м (рисунок 2). С учетом результатов работ было составлено Задание на разработку Рабочего проекта «Магнитная станция "Курчатов", г. Курчатов, ВКО». В 2009 г. ТОО «Промэнергопроект» (г. Семей, РК) разработало Рабочий проект, на который в 2010 г. получено положительное Заключение Государственной экспертизы. Строительство магнитной станции в 2011 г. выполнило ДГП «Байкал» РГП НЯЦ РК (Курчатов). Согласно Рабочему проекту станция строилась из немагнитных материалов [3, 4], в связи с чем процесс строительства сопровождался проверкой на немагнитность всех материалов (бутового камня, песка, цемента, кирпича и пр.) с использованием каппаметра МП-01 (АО «Геотекс», г. Алматы, РК) и протонного магнитометра ММ-61 («Казгеофизприбор», г. Алматы, РК). Павильоны были построены из белого силикатного кирпича (рисунок 3). Внутренняя отделка помещений вы-

полнена из деревянных элементов с использованием медного (немагнитного) крепежа – гвоздей и шурупов. Приборные постаменты изготовлены из бутового камня на цементно-известковом растворе.



Рисунок 3. Внешний вид магнитной станции (слева – технический павильон, в центре – павильон вариационных измерений, справа – павильон абсолютных измерений)

Для технического оборудования приобретена магнитометрическая аппаратура: обсерваторский оверхаузеровский магнитометр POS-1 (НИЛ КМ УГТУ-УПИ, г. Екатеринбург, РФ) - для абсолютных измерений модуля индукции магнитного поля  $F$ , DI-магнитометр LEM1-204 на базе немагнитного теодолита 3T2КП - для измерений магнитного склонения  $D$  и наклона  $I$ , трехкомпонентный феррозондовый вариометр LEM1-025 (ЛЦ ИКИ НАНУ, г. Львов, Украина) - для измерения вариаций магнитного поля  $dH$ ,  $dD$ ,  $dZ$  (или  $dX$ ,  $dY$ ,  $dZ$ ). Это современное высокоточное оборудование, отвечающее техническим требованиям [2], установлено в немагнитных павильонах (рисунок 4).



Слева – постамент для измерений модуля магнитного поля (POS-1), справа – постамент для DI-измерений (LEMI-204). Над DI-постаментом установлена специальная монтировка, обеспечивающая астрономические наблюдения Полярной

*Рисунок 4. Расположение аппаратуры в павильоне абсолютных измерений*

Для осуществления режимного контроля за магнитным полем на участке размещения станции имеется два мобильных магнитометра: магнитометр ММPOS-1 для измерения  $F$  и магнитометр-градиентометр ММPOS-2 для измерения пространственного градиента модуля  $\Delta F$ , разработанные в НИЛ КМ УГТУ-УПИ, г. Екатеринбург, РФ.

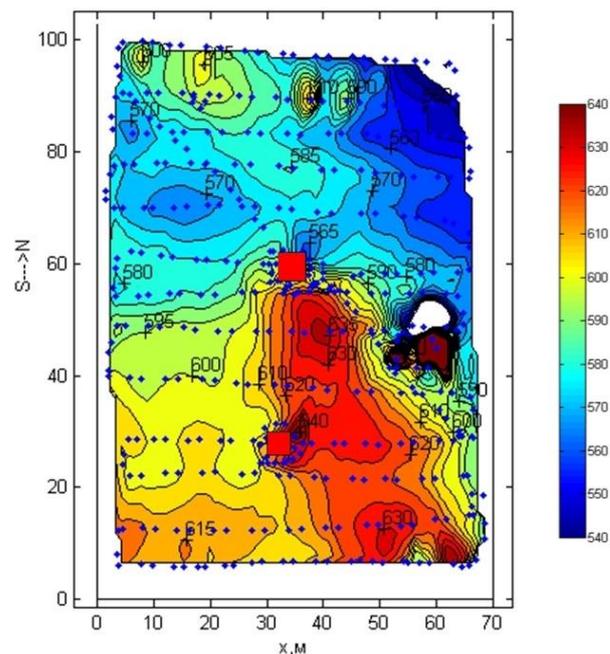
#### ОЦЕНКА МАГНИТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК НОВОЙ СТАНЦИИ

После завершения строительства магнитной станции в феврале 2012 г. проведена комплексная оценка следующих характеристик:

- магнитное поле и его градиент на участке размещения станции;
- магнитные свойства материалов, из которых построены павильоны, магнитное поле и его градиент внутри павильонов и над постаментами;
- технические параметры (размер помещений, постаментов, электротехническое обеспечение и пр.);
- работоспособность магнитометрического оборудования.

Съемка на территории станции выполнена на высоте 2 м полевым магнитометром POS-1 с автономным накопителем DLPOS в пешеходном режиме с отметкой пикетов с помощью штатного GPS-приемника. Второй POS-1 использован в качестве вариационной станции. После исключения из данных пространственной съемки временных вариаций построена карта остаточного поля  $\Delta F$ , представленная на рисунке 5.

Как следует из рисунка 5, в центральной части площадки, в зоне субмеридионального простираения, прослеживается повышение магнитного поля до 50 нТл. Вариационный павильон расположен в стороне от оси зоны, а абсолютный павильон – на ее оси, где на эту структуру накладывается субширотная отрицательная аномалия. Общая картина согласуется с субмеридиональными особенностями, выделяемыми по результатам съемки, приведенной на рисунке 2.



Точка – пикет; красный прямоугольник – павильон

*Рисунок 5. Распределение модуля  $F$  на территории станции (высота съемки 2 м, временные вариации поля за время съемки исключены)*

Съемка в вариационном и абсолютном павильонах выполнена теми же магнитометрами, что и съемка территории, шаг сетки 0.5 м, высотные уровни 0.5, 1.0 и 1.5 м. Карты изодинам остаточного поля  $\Delta F$  для высоты 1 м (примерно уровень поверхности постаментов) после исключения временных вариаций по данным стационарного магнитометра POS-1 представлены на рисунке 6.

В вариационном павильоне (рисунок 6а) наиболее заметна аномалия в юго-восточном углу, вызванная экранирующей стальной лентой сигнального кабеля, который находится вне павильона. Заметно влияние на поле постамента из цементно-известковой смеси: непосредственно над его поверхностью наблюдается увеличение поля на 20 нТл, а в окружении – ослабление на 10 нТл. Характер аномалии свидетельствует о намагниченности постамента, вероятная причина – примеси цемента. В абсолютном павильоне (рисунок 6б) отмечено понижение  $\Delta F$  к северу на 13 нТл, средний горизонтальный градиент 2.7 нТл/м (около 3.1 и 1.7 нТл/м на высотах 0.5 и 1.5 м, не показано). Влияние намагниченности постаментов заметно: на высоте 150 см над ними наблюдается положительная аномалия  $\Delta F$ , а на других высотах вблизи постаментов локализуются знакопеременные аномалии.

Микросъемка над постаментами выполнена на сетке с шагом 20 см на высотных уровнях 10, 20 и 50 см. Для контроля выполнены измерения по диагональному профилю. На рисунке 7 показан характер магнитного поля на высоте 10 см, временные вариации модуля  $F$  исключены.

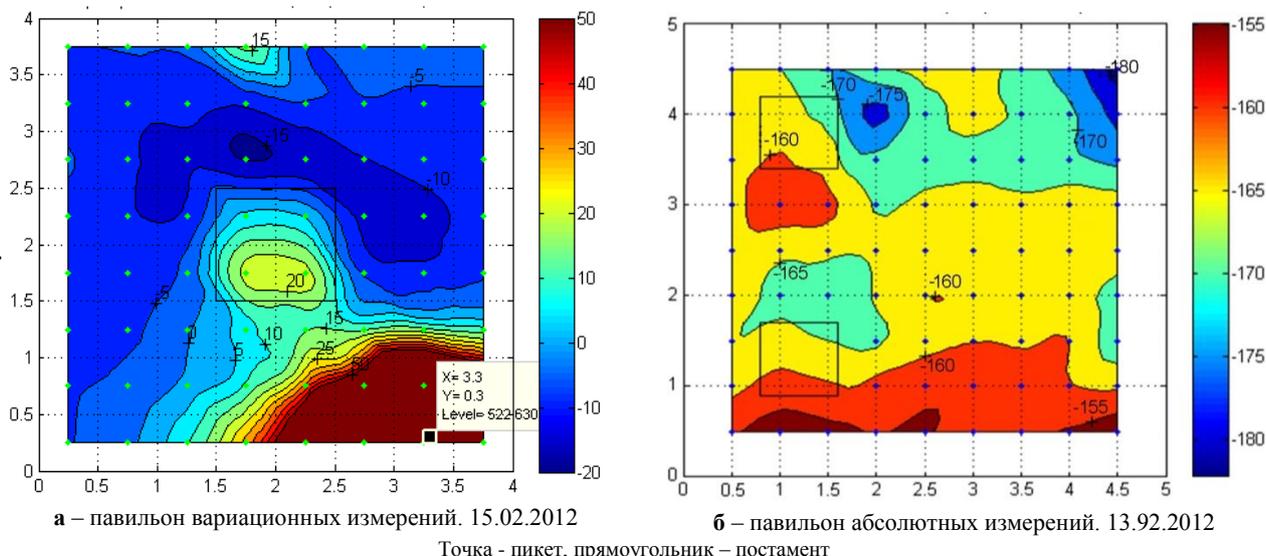


Рисунок 6. Карты изодинам остаточного поля  $\Delta F$  в павильонах вариационных и абсолютных измерений (высота съёмки 1 м)

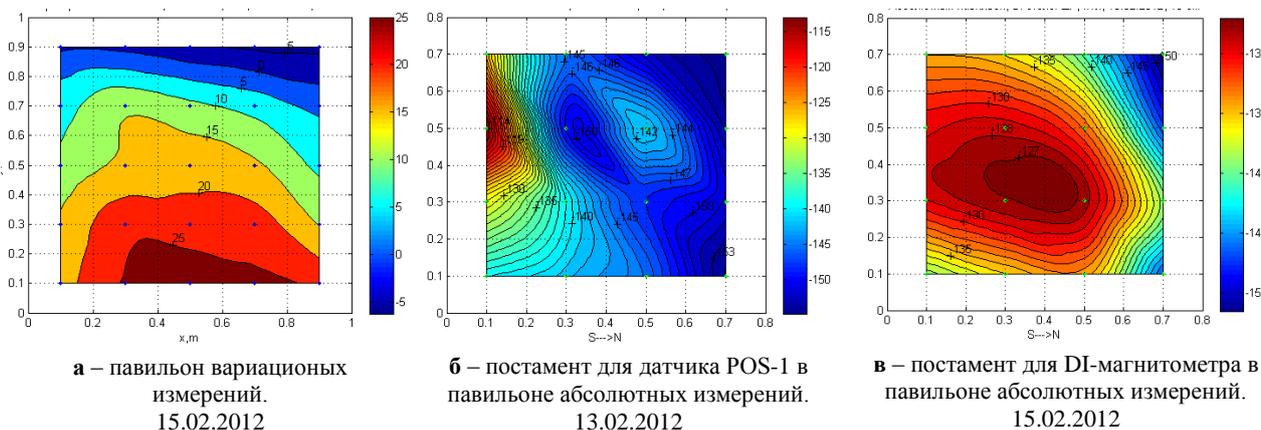


Рисунок 7. Изолинии остаточного поля  $\Delta F$  на высоте 10 см над постаментами в павильонах вариационных и абсолютных измерений

Как видно из рисунка 7-а, в павильоне вариационных измерений магнитное поле над постаментом имеет характерный тренд к северу, возможно, отражающий эффект от стальной оболочки кабеля, находившегося в юго-восточном углу. В павильоне абсолютных измерений остаточное поле  $\Delta F$  над постаментом для датчика POS-1 (рисунок 7б) имеет сложную структуру, связанную с возможным источником положительной аномалии на южной стене павильона (или за ней). Магнитное поле над постаментом для DI-магнитометра (рисунок 7в) практически симметрично относительно центра постамента с максимумом +20 нТл. После получения результатов о пространственном распределении поля, которые показали достаточно большие, но приемлемые значения пространственных градиентов модуля  $F$ , и подтвердили принципиальную пригодность станции для магнитных измерений, была выполнена установка магнитометров.

Блок датчиков феррозондового вариометра LEMI-025 установлен в центре постамента на штатные подпятники, отnivelирован и сориентирован по магнитному меридиану. Блок электроники LEMI расположен в юго-восточном углу павильона, GPS-приёмник – на крыше. Регистрирующий компьютер установлен в основном здании технической площадки № 2, связь обеспечена по Ethernet-каналу с использованием на концах длинной линии адаптеры "RS232-Ethernet". Питание 12 В подаётся из технического павильона (рисунок 3). Регистрация выполняется с использованием штатного программного обеспечения, поставляемого с аппаратурой. Частота измерения вариаций dH, dD, dZ – 10 Гц, данные сохраняются во внутреннем формате (исходные) и в формате IAGA2002 (1-секундные и 1-минутные). Кроме магнитных данных измеряется температура в блоке датчиков и в блоке электроники. Расположение вариометра LEMI-025 в павильоне показано на рисунке 8.



а – феррозондовый трехкомпонентный магнитометр LEMI-025



б – датчик оверхаузеровского магнитометра POS-1

Рисунок 8. Магнитометры на постаментах в павильонах вариационных (а) и абсолютных (б) измерений

Датчик оверхаузеровского магнитометра POS-1 установлен в абсолютном павильоне в центре F-постаменты (южного) в специальной подставке (рисунок 8б), его электронный блок и антенна встроенного GPS-приемника расположены на окне. Питание и связь с регистрирующим компьютером обеспечиваются так же, как и для магнитометра LEMI-025. Управление магнитометром и регистрация данных выполняется с помощью штатной программы POS Manager, периодичность измерений – 3 с.

На расстоянии около 500 м от абсолютного павильона в направлении на север установлен временный удаленный репер для определения магнитного склонения. Это - стальная труба, заглубленная в почву на 2 м, диаметром 20 см и высотой около 2 м. Предварительный азимут репера определен геодезическим (по координатам) и астрономическим (по Полярной и по Солнцу) методами и составляет около  $03^{\circ}31'$ .

На северном постаменте в абсолютном павильоне были проведены тестовые измерения магнитного склонения D и наклона I. К сожалению, у штатного DI-магнитометра LEMI-204 обнаружилось проблемы с лимбом горизонтального круга, поэтому все дальнейшие наблюдения выполнялись на приборе

ре ЗТ2КП обсерватории «Ключи» (Новосибирск). Абсолютные измерения полного вектора поля (D, I, F) являются обязательными для магнитных обсерваторий и позволяют эффективно контролировать стабильность вариометров (базисных линий  $H_0$ ,  $D_0$ ,  $Z_0$ ). На станции «Курчатов» в период 16 - 18 февраля 2012 г. выполнено 9 серий таких измерений по три в сутки. Результаты представлены в таблице.

Абсолютные значения магнитного поля отнесены к эпохе 2012, февраль "Date, UT". Для сравнения в последней строке таблицы представлены элементы, вычисленные по модели Международного опорного магнитного поля IGRF-2010 (International Geomagnetic Reference Field) для эпохи 2012.5. По базисным значениям за каждые сутки представлены стандартные отклонения. Как видно из таблицы, индивидуальные базисные значения за сутки имеют небольшой разброс, что свидетельствует о высоком качестве абсолютных наблюдений и низком шуме в вариационных данных. Однако имеются изменения базисных значений от суток к суткам, которые для  $D_0$  могут быть объяснены влиянием температуры, а для  $H_0$  и  $Z_0$  – совместным влиянием температуры и наклона блока датчика в плоскости магнитного меридиана.

Таблица. Результаты абсолютных наблюдений и определения базисных значений вариометра LEMI-025

Date	UT	Абсолютные значения					Базисные значения		
		D	I	F	H	Z	$D_0$	$H_0$	$Z_0$
16	09:58.1	06:20:45	70:32:51	57617.5	19188.2	54328.6	06:12:53	19148.9	54341.0
16	10:19.6	06:21:06	70:33:04	57615.8	19184.1	54328.2	06:12:54	19148.3	54341.4
16	10:58.1	06:22:06	70:33:30	57614.2	19176.7	54329.1	06:13:03	19148.6	54341.2
							$\pm 05''$	$\pm 0.3$	$\pm 0.2$
17	05:53.1	06:23:30	70:32:34	57612.8	19190.9	54322.6	06:12:30	19145.7	54342.7
17	06:10.4	06:22:60	70:32:33	57612.3	19191.1	54321.9	06:12:26	19144.8	54343.0
17	06:22.5	06:23:01	70:32:32	57611.7	19191.0	54321.4	06:12:32	19144.7	54343.0
							$\pm 03''$	$\pm 0.6$	$\pm 0.2$
18	10:27.5	06:21:17	70:32:13	57616.5	19197.8	54324.0	06:12:59	19143.1	54343.8
18	10:42.4	06:21:36	70:32:18	57616.0	19196.2	54324.1	06:12:51	19142.6	54344.0
18	11:01.2	06:21:27	70:32:21	57616.0	19195.6	54324.4	06:12:42	19143.3	54343.8
<b>модель IGRF10, 2012.5</b>		<b>07:49</b>	<b>70:23</b>	<b>57897.8</b>	<b>19439.9</b>	<b>54536.6</b>	$\pm 08''$	$\pm 0.4$	$\pm 0.1$

Результаты установки, настройки и тестирования магнитометров и вспомогательного оборудования позволили сделать следующие выводы:

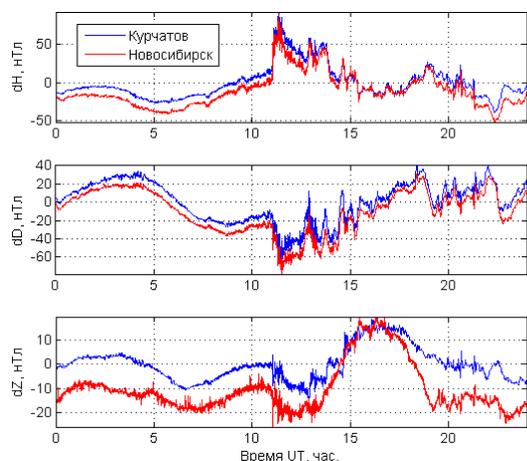
1. поле на территории станции и внутри магнитных павильонов имеет допустимый уровень неоднородности, однако целесообразно предусмотреть возможность замены постаментов на менее магнитные;
2. размеры магнитных павильонов представляются вполне оптимальными, просторный абсолютный павильон очень удобен для магнитных измерений;
3. постаменты в абсолютном павильоне стабильны, постамент для протонного магнитометра оптимален. Однако постамент для DI-наблюдений получился громоздким, что создает неудобства при проведении работ с DI-магнитометром;
4. обогрев павильонов с помощью термощнуров неэффективен, нестабильность температуры в вариационном павильоне до 10°C может давать значимый эффект в магнитных измерениях, пониженная температура в абсолютном павильоне создает некомфортную обстановку для магнитолога при DI-наблюдениях.

Проведено тестирование станции путем сверки измерений следующими оверхаузеровскими магнитометрами POS-1: штатных приборов № 413 и № 414 (Курчатов), № 105 (Новосибирск) и № 285 (Горно-

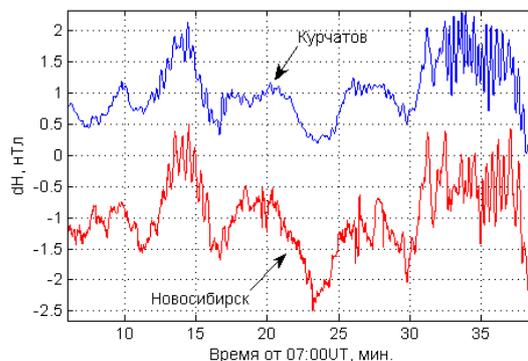
Алтайск). Два привозных прибора осенью 2011 г. были сверены на обсерватории "Арти" (ИГФ УрО РАН, г. Екатеринбург) и у разработчика (НИЛ КМ УГТУ-УПИ). Использована стандартная методика, в качестве образцового принимался POS-1 № 285. Результаты сверки показали, что инструментальные погрешности магнитометров № 413 и № 414 относительно магнитометра № 285 составляют +0.86 и +0.64 нТл, соответственно, т.е. находятся в пределах заявленной разработчиком абсолютной погрешности.

#### ОЦЕНКА КАЧЕСТВА МАГНИТНЫХ ДАННЫХ НА НОВОЙ СТАНЦИИ

Магнитная станция «Курчатов» работает в тестовом режиме непрерывной регистрации магнитного поля. Формируется база данных, выполняется отладка программного обеспечения для оперативной обработки результатов измерений. Предварительный анализ полученных данных показал, что фоновый шум имеет очень низкий уровень, и после исключения техногенных помех по завершению наладочных и тестовых работ на территории станции результаты измерений могут быть использованы для решения задач, предусмотренных для станции. На рисунке 9 приведен пример сравнения результатов измерений 8 марта 2012 г., полученных на станциях «Курчатов» и обсерватории «Ключи» (Новосибирск). Для большей наглядности записи обсерватории «Ключи» (Новосибирск) смещены вниз на 10 нТл.



а – вариации dH, dD и dZ за сутки



б – фрагмент вариаций dH с геомагнитными пульсациями

Рисунок 9. Вариации магнитного поля 8 марта 2012 г., зарегистрированные станциями Курчатов и обсерватории Ключи (Новосибирск)

В эти сутки наблюдалась развивающаяся магнитная буря с K-индексом 5 в начальной фазе. Также на рисунке 9 показан фрагмент вариации dH с геомагнитными пульсациями. Следует отметить, что поле в Курчатове заметно более чистое, особенно это хорошо заметно на Z-компоненте.

На рисунке 10 показаны изменения температуры в вариационном павильоне (данные LEMI-025) за 19 февраля – 9 марта 2012 г. Для сравнения приведена кривая разностей модуля поля F(LEMI), вычислен-

ного по вариациям и базисным значениям, и непосредственно измеренного F(POS).

На рисунке 10 хорошо видны суточные вариации температуры с амплитудой до 1°C, которые отражаются и на магнитных данных по причине температурного влияния на вариометр LEMI-025. Еще более выразительно данная зависимость проявилась во время нагрева вариационного павильона в течение 21 февраля (температура возросла почти на 25°C).

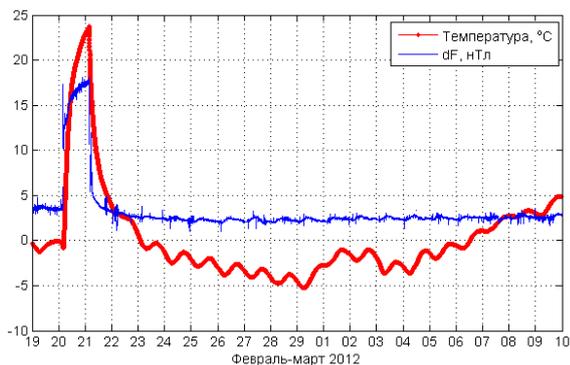


Рисунок 10. Вариации температуры в вариационном павильоне и разность модулей FLEMI-FPOS

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Государственная приёмочная комиссия, сформированная по приказу Министерства индустрии и новых технологий РК, в марте 2012 г. приняла работы по строительству магнитной станции «Курчатов». Совместно с другими геофизическими станци-

### ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев, А.П. История Семипалатинской лаборатории / А.П. Васильев [и др.] // Вестник НЯЦ РК, 2008. – №1 – С. 78-98.
2. St-Louis, B.J. INTERMAGNET Technical Reference Manual / B.J. St-Louis [et al] // Version 4.5, 2011.
3. Нечаев С.А. Руководство для стационарных геомагнитных наблюдений / С.А. Нечаев // Иркутск, 2003.
4. Jankowski, J. Guide for magnetic measurements and observatory practice / J. Jankowski, C. Sucksdorf // IAGA, Warsaw, 1996. – 235 p.

## КУРЧАТОВ, ҚАЗАҚСТАН, ЖАҢА МАГНИТТІК СТАНЦИЯ

<sup>1)</sup>Беляшов А.В., <sup>2)</sup>Гвоздарев А.Ю., <sup>3)</sup>Хомутов С.Ю.

<sup>1)</sup>ҚР ҰҰО Геофизикалық зерттелері институты, Курчатов, Қазақстан

<sup>2)</sup>Тау-Алтай мемлекеттік университеті, Тау-Алтай, Ресей

<sup>3)</sup>РФА СБ ГҚ Алтай-Саян филиалының "Ключи" Геофизикалық обсерваториясы, Новосибирск, Ресей

«Курчатов-Крест» кешенді жүйенің құрамындағы жаңа магниттік «Курчатов» станцияның техниклық сипаттамасы және оның жұмысы сапасын алдын ала бағалау нәтижелері келтіріледі.

## NEW MAGNETIC STATION IN KURCHATOV, KAZAKHSTAN

<sup>1)</sup>A.V. Belyashov, <sup>2)</sup>A.Yu. Gvozдарев, <sup>3)</sup>S.Yu. Khomutov

<sup>1)</sup>Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

<sup>2)</sup>Gorno-Altai State University, Gorno-Altai, Russia

<sup>3)</sup>ASF GS SB RAS, Novosibirsk, Russia

The paper provides technical description as well as preliminary results of performance estimation of a new magnet station installed in Kurchatov as a part of complex Kurchatov-Krest.

УДК 550.834

## ТЕХНОЛОГИЯ ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКОЙ НАНОМЕТРИИ В ПРОБЛЕМЕ АКТИВНОГО МОНИТОРИНГА

<sup>1</sup>Ковалевский В.В., Седухина Г.Ф., Хайретдинов М.С., Якименко А.А., <sup>2</sup>Геза Н.И., Юшин В.И.

<sup>1</sup>Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

Описана технология, позволяющая выделять и измерять вибросейсмические колебания нанометрового уровня на фоне многократно превосходящих шумов. Технология основана на методах корреляционного и синфазного накопления вибросейсмических колебаний, излучаемых прецизионно управляемыми вибраторами. Полученные результаты имеют практическую применимость для решения задач активного вибросейсмического мониторинга и глубинного зондирования Земли.

Проблема выделения низкоамплитудных уровней сейсмических сигналов от вибраторов на фоне многократно превосходящих шумов постоянно актуальна как при глубинном зондировании Земли (вибро-ГСЗ), так и при активном вибросейсмическом мониторинге зон подготовки будущих природных катастроф [1]. Как известно, одна из основных целей активного мониторинга зон подготовки природных катастроф (землетрясений, вулканических процессов, оползней и др.) связана со слежением за тонкими вариациями параметров скоростей сейсмических волн, отражающих в себе меняющиеся характеристики упругости напряженно-деформированного состояния очаговых зон [2]. Обеспечить высокую разрешающую способность при этом может вибросейсмический метод активного мониторинга сейсмоопасных зон [2]. Как показано результатами численного моделирования, зоны зарождения землетрясений могут достигать горизонтальную протяженность до 200 км и более [2]. Это определяет линейные размеры зон, подлежащих мониторингу.

Относительные вариации скорости в области изменения параметров связаны с относительными вариациями амплитуд регистрируемого сигнала соотношением:

$$\frac{\delta c}{c} = 3 \cdot 10^{-3} \alpha \frac{\delta u}{u} \left( \frac{R_{V-Z} R_{Z-S}}{R_{V-S} \cdot r_0} \right) \left( \frac{\lambda}{r_0} \right)^2 \quad (1)$$

Здесь:  $\alpha$  – коэффициент отражения, который для принятой модели и скоростей волн в коре и мантии изменяется в диапазоне 0.15 – 1;  $\frac{\delta u}{u}$  – относительные вариации амплитуды прямой волны, регистрируемой на поверхности;  $R_{V-Z}$  – расстояние «источник - область изменения параметров»;  $R_{Z-S}$  – расстояние «область изменения параметров – приемник» (сейсмометра);  $R_{V-S}$  – расстояние «источник-приемник»;  $r_0$  – радиус области изменения параметров;  $\lambda$  – длина волны зондирующего сигнала.

Из (1) следует, что вариации скорости пропорциональны относительным вариациям амплитуды зарегистрированного сигнала, коэффициенту, связанному

с отношением характерных расстояний «источник-приемник», «источник - область изменения параметров», «область изменений параметров – приемник», размеру области изменений параметров, а также пропорциональны квадрату отношения длины волны зондирующего сигнала к радиусу области изменения параметров и коэффициенту отражения на границе кора-мантия. Полученная оценка (1) является оценкой чувствительности метода активного вибросейсмического мониторинга с использованием гармонических сигналов и измерения вариаций волнового поля. Возможности определения предельных значений относительных вариаций скорости согласно (1) в проблеме сейсмического мониторинга определяет чувствительность метода к меняющимся характеристикам напряженно-деформированного состояния среды в очаговых зонах. В качестве примера можно указать, что при мониторинге на частоте  $f = 6$  Гц, характерных расстояниях «источник – приемник», «источник – область изменений параметров» 50–100 км и области изменений параметров с радиусом 1, 10 км получаются следующие оценки относительных вариаций скорости и относительных вариаций амплитуд сейсмических волн. При  $r_0 = 1$  км,  $\frac{\delta c}{c} = 10^{-2} \div 10^{-3}$ , при  $r_0 = 10$  км,  $\frac{\delta c}{c} = 10^{-5} \div 10^{-6}$ . В обоих случаях  $\frac{\delta u}{u} = 1.3 \cdot 10^{-7} \div 1.3 \cdot 10^{-8}$ .

Согласно результатам экспериментов по вибрационному зондированию земной коры, для выделения суточных и полусуточных периодичностей в вариациях сейсмических волновых полей, обусловленных лунно-солнечным упругим приливом, необходимо достижение инструментально-методической чувствительности к вариациям скоростей или времен пробега порядка  $\frac{\delta c}{c} = 10^{-5} \div 10^{-6}$  [3]. Эти вариации необходимо измерять, располагая весьма малыми амплитудами сейсмических полей, зачастую ниже нанометрового уровня.

Для того чтобы прогнозировать получение сейсмических материалов приемлемого качества при глубинном вибросейсмическом зондировании

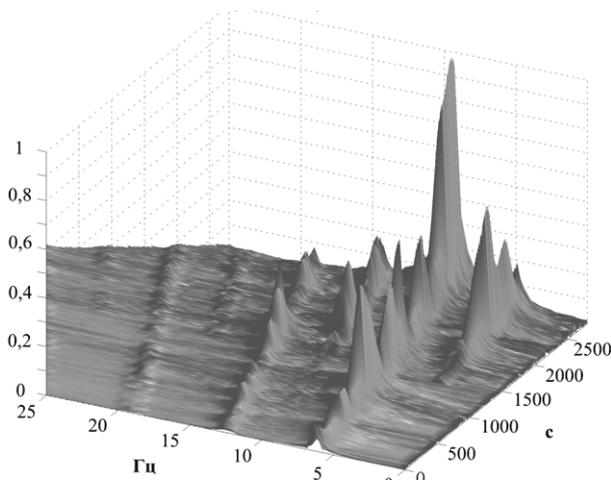
(вибро-ГСЗ) или вибромониторинге, необходимо сопоставить ожидаемые абсолютные уровни вибро-сейсмических колебаний и естественных шумов. В статье представлены оценки абсолютных уровней вибро-сейсмических колебаний на больших удалениях, полученные в процессе многочисленных экспериментов, проведенных в разные годы с использованием вибраторов двух типов: ЦВ-100 и ЦВ-40 (рисунок 1). Все оценки получены путем анализа результатов когерентного корреляционного и спектрального накопления вибросигналов.

Особенности процессов излучения, развивающихся в прилегающей зоне, для обоих типов источника, отражены в виде спектрально-временных функций (СПФ) зондирующих сигналов с линейной перестройкой по частоте (свип-сигналов) – рисунок 2. По длительности СПФ охватывают временной интервал зондирования 0 – 2500 с и диапазон частот 0 – 25 Гц. Как видно из рисунка 2, излучения

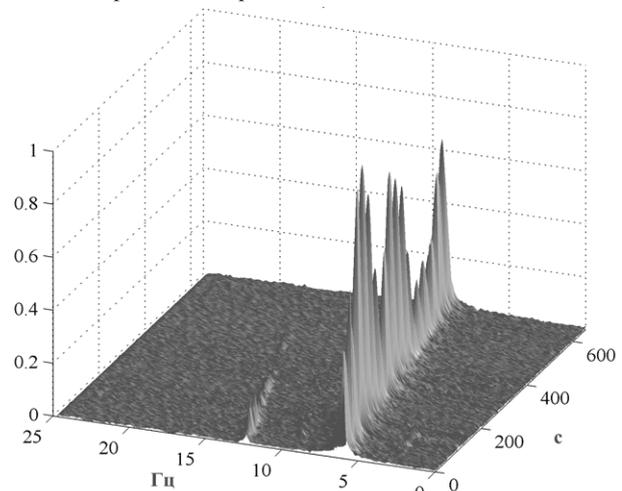
характеризуются наличием резонансных частот, появлением высших и низших гармоник. Учет этих особенностей излучения позволяет оптимизировать процесс обработки данных.



Рисунок 1. Вибраторы ЦВ-40 (ближний) и ЦВ-100 на Быстровском вибросейсмическом полигоне СО РАН



а – для вибратора ЦВ-40



б – для вибратора ЦВ-100

Рисунок 2. Спектрально-временные функции зондирующих сигналов вибраторов

Технология регистрации и измерения параметров сверхслабых уровней сейсмических волн основывается на двух принципах построения аппаратных средств: 1 – использования общей шины для дистанционного сбора данных от пространственно разнесенных сейсмодатчиков [4]; 2 – использования набора пространственно-разнесенных компактных автономных сейсмостанций со своими датчиками. Второй вариант регистрации осуществлялся ранее с использованием японских автономных станций и трехкомпонентных сейсмоприемников СК1П [5]. В настоящее время измерения реализуются с использованием автономных сейсмических станций «Байкал». Достоинством данной технологии является возможность выбора базы и геометрии расстановки сейсмодатчиков без ограничений. Эксперименты проведены по обоим вариантам регистрации в диапазоне дальностей «источник - приемник» 0 – 500 км. Проведена обработка данных с целью определения абсолютных уровней амплитуд вибросигналов в

монохроматическом и широкополосном режимах при разных удалениях от одних и тех же поверхностных источников, а также установления на этой основе закономерностей затухания сейсмических колебаний с удалением от источника. Обработки данных выполнена на основе алгоритма корреляционной свертки вида:

$$r(m) = \frac{2}{N-m} \sum_{n=0}^{N-1} x_n \cdot s_{n-m}, \quad (2)$$

где  $m=1, \dots, M$ ,  $n=0, \dots, N-1$

Здесь:  $M$  – число дискретных отсчетов вибрационной сейсмограммы;  $S(t_n)$  – опорный сигнал с линейной частотной модуляцией (ЛЧМ) вида  $S(t) = a(t) \cos(2\pi f_0 t + \pi \beta t^2)$ , параметрами которого являются  $a(t)$  – огибающая;  $f_0$  – начальная частота развёртки;  $\beta$  – скорость развёртки по частоте, равная  $\beta = (f_{\max} - f_0)/T$ , где  $f_{\max}$  – максимальная частота;  $T$  – длительность развёртки. Использование соот-

ношения (2) позволяет получить результат свертки в «амплитудном» уровне, т.е. представить вибрационную сейсмограмму в фактическом масштабе движений почвы [6]. Хотя вибросигналы в пунктах приема имели уровень ниже окружающего шума, операция взаимной корреляции с сигналом вибратора позволила восстановить их истинные амплитуды.

**РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИСТРАЦИИ И ИЗМЕРЕНИЯ АБСОЛЮТНЫХ УРОВНЕЙ КОЛЕБАНИЙ ОТ ВИБРАТОРА ЦВ-100**

На рисунке 3 приведена схема расположения точек регистрации зондирующих сигналов вибратора ЦВ-100 при проведении эксперимента.

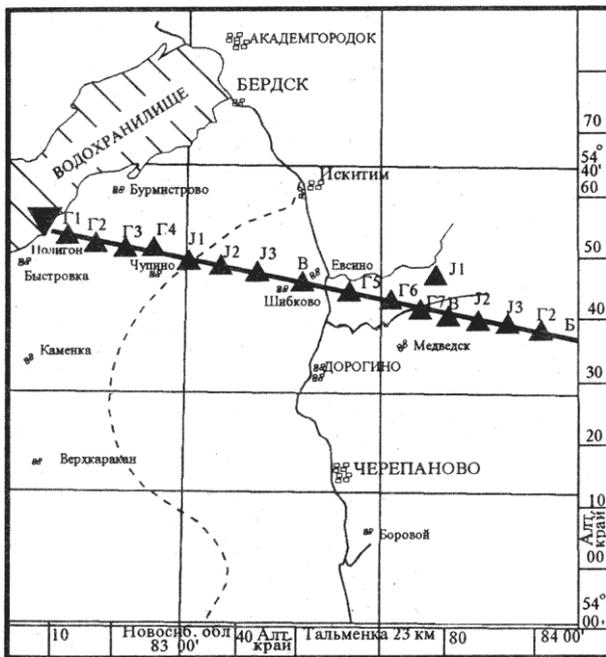


Рисунок 3. Схема профильной регистрации зондирующих сигналов ЦВ-100

Три из четырех японских сейсмостанций с двумя перестановками обеспечили одновременную регистрацию сигналов в шести пунктах наблюдения на удаленностях от 22 до 75 км, а четвертая - была вынесена в пункт наблюдения на удалении 320 км. Дополнительная точка регистрации располагалась в 342 км от вибратора, где использовалась 15-ти канальная аппаратура «КРОСС» [4]. Вибратор ЦВ-100 излучал в среду сигналы двух типов: свип-сигнал с линейной разверткой частоты от 5,47 до 8,5 Гц в течение 43 мин.; последовательность монохроматических сигналов на частотах 6,0 Гц, 6,25 Гц, 6,5 Гц, 6,75 Гц, 7,0 Гц и 7,25 Гц длительностью 600 с каждый. На рисунке 4 приведен пример коррелограмм (вибрационных сейсмограмм), полученных на удалении 342 км, зарегистрированных аппаратурой КРОСС-РС с топологией сбора данных «общая шина». Регистрация осуществлена в полосе частот 5.5 – 8.5 Гц пятью датчиками СК1-П, установленными с шагом 200 м (компоненты Z1–Z5). На 52.5 с (рисунок 4б) уверенно выделяются

первые вступления волны  $P_R$ , преломленной на границе Мохоровичича, которой соответствует скорость распространения 8.0 км/с. Начиная с 89 с уверенно регистрируется группа S-волн ( $S_R$ ).

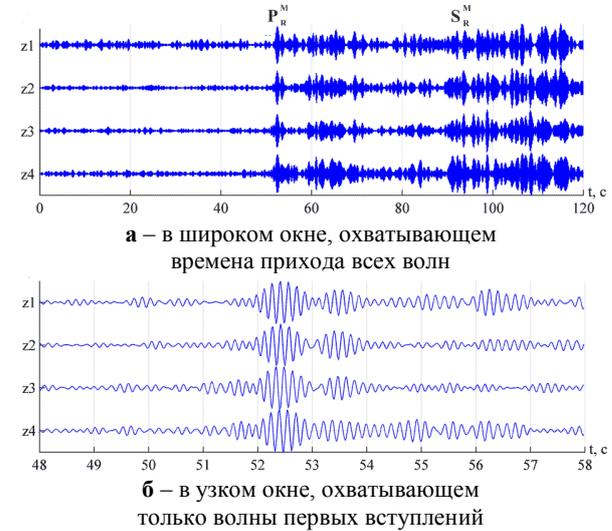


Рисунок 4. Вибрационные сейсмограммы (коррелограммы), полученные с вибратором ЦВ-100 на удалении от него 342 км

В таблице 1 приведены сводные результаты измерений максимальных амплитуд коррелограмм вибросигналов вибратора ЦВ-100.

Таблица 1. Амплитуды колебательной скорости почвы при различном удалении от вибратора ЦВ-100

Пункты	Дальность, км	X, мм/с	Y, мм/с	Z, мм/с
J1	22.4	62	68.8	38.5
J2	27.4	42.6	46.7	26.2
J3	34	15.4	13.4	7.24
J4	60	11.4	10.6	7.29
J5	72	4.8	4.6	3.0
J6	75.5	5.3	4.4	6.6
J300	320	0.37	0.3	0.17

На рисунке 5 те же результаты для трех компонент представлены в квантах цифровой записи (1 квант=0.5 мм/с).

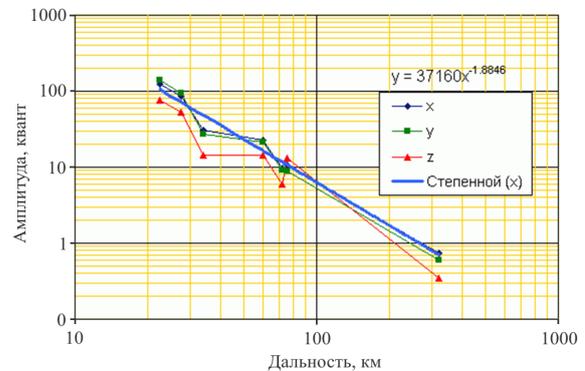


Рисунок 5. Изменение максимальных амплитуд виброграмм в зависимости от расстояния до источника ЦВ-100 в диапазоне дальностей 22 – 320 км

Удовлетворительную аппроксимацию изменения амплитуд дала, в данном случае, аналитическая зависимость относительной амплитуды колебания от безразмерной дальности  $r_0/r$ :

$$A(r) = A_0 \left( \frac{r_0}{r} \right)^\Lambda,$$

где  $r_0$  – начальная дальность (в данном случае  $r_0=22.5$  км);  $A_0$  – фактическая амплитуда сигнала на начальной дальности;  $\Lambda=1.88$ . Как следует из приведенных результатов, предельные уровни колебаний на больших удалениях от вибратора составляют доли нанометров. Таким образом, полученные данные свидетельствуют о высокой чувствительности - нанометрового уровня, - созданной технологии измерения вибросейсмических колебаний.

**РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИСТРАЦИИ И ИЗМЕРЕНИЯ АБСОЛЮТНЫХ УРОВНЕЙ КОЛЕБАНИЙ ОТ ВИБРАТОРА ЦВ-40**

Регистрация и измерение уровней колебаний от вибратора ЦВ-40 осуществлена на расстояниях 0 – 342 км (0.59, 0.98, 6, 39.5, 50, 93, 342 км). Вибратор излучал линейные свип-сигналы в частотных диапазонах 6.25 – 9.57 Гц, 7.91 – 11.23 Гц и 6.25 – 11.23 Гц с временами развертки по частоте 47 мин., 30 с и 72 мин., соответственно. Серия монохроматических сигналов, по 600 с каждый, зарегистрирована на частотах 6,0 Гц, 6,25 Гц, 6,5 Гц, 6,75 Гц, 8,0 Гц и 8,5 Гц. Регистрация проведена автономными сейсмостанциями «Байкал» и сейсмодатчиками СК1-П, СМЕ-3011 (молекулярно-электронный датчик). Технология регистрации и измерения абсолютных уровней волн была той же, что и в эксперименте с вибратором ЦВ-100. На рисунке 6 приведен пример вибрационных сейсмограмм (компонента Z), полученных на удалениях от вибратора 6, 36, 50, 87 км.

Высокое соотношение амплитуды волн Р и S и уровня шума (более 20) позволяет с высокой точностью измерять абсолютные уровни волн. При удалении 6 км (верхняя часть рисунка 6), начиная с 15 с видны акустические волны. Сейсмоакустические эффекты от вибраторов рассматривались авторами ранее [5].

С целью определения предельной дальности сейсмозондирования с вибратором 40-тонного класса проведён эксперимент в пункте Бор-Форпост, удаленном на ~342 км. Регистрация колебаний, создаваемых вибратором ЦВ-40, осуществлена сейсмостанциями "Байкал" при крестовой расстановке 17 трехкомпонентных сейсмометров (рисунок 7). Шаг расстановки датчиков - 200 м. Датчики (1 – 16) – это сейсмоприемники СК1-П, датчик 17 – СМЕ-3011. Одна из сторон "креста" ориентирована на вибратор с азимутом ~ 42°.

На рисунке 8 приведены сейсмограммы компоненты Z, полученные в этом эксперименте.

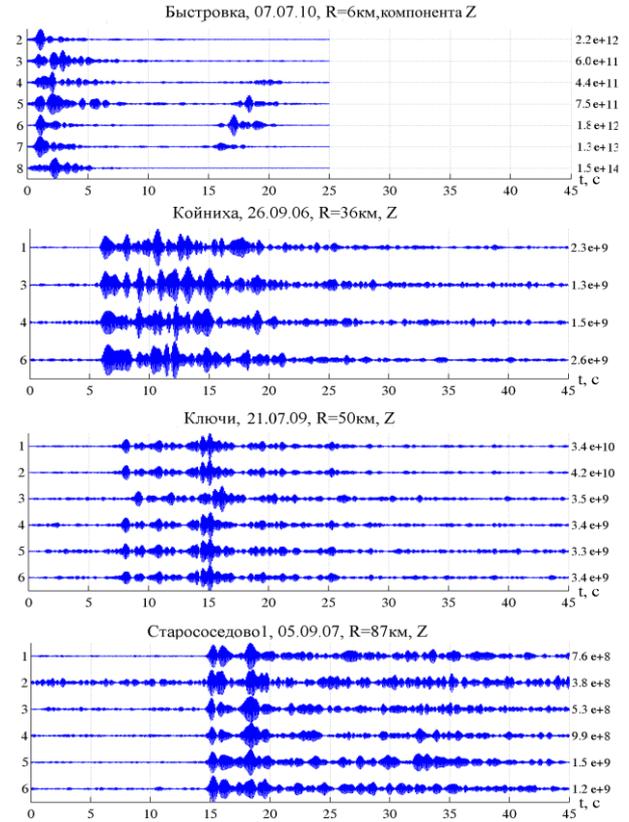


Рисунок 6. Вибрационные сейсмограммы, полученные с вибратором ЦВ-40 на удалении от него 6, 36, 50 и 87 км

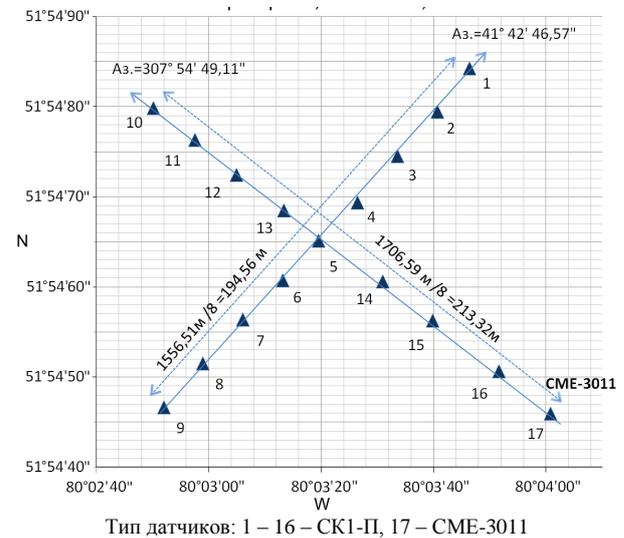


Рисунок 7. Схема расстановки датчиков в пункте Бор-Форпост. Удаление ~342 км от вибратора ЦВ-40

Особенность зарегистрированных сейсмограмм состоит в том, что они представляют собой результат синфазного суммирования ("штабелирования") коррелограмм  $r_i(m)$ , полученных в  $L$  повторных сеансах согласно

$$\bar{r}(m) = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^L r_i(m) \tag{3}$$

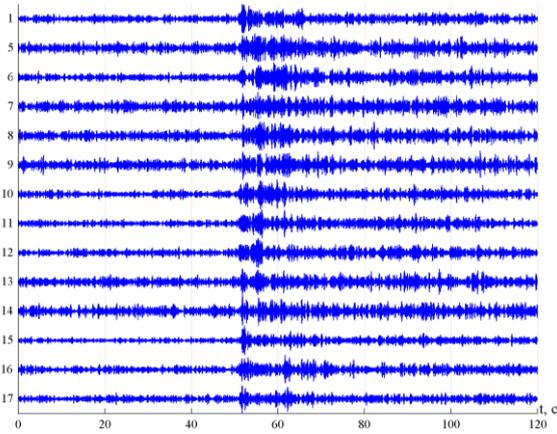
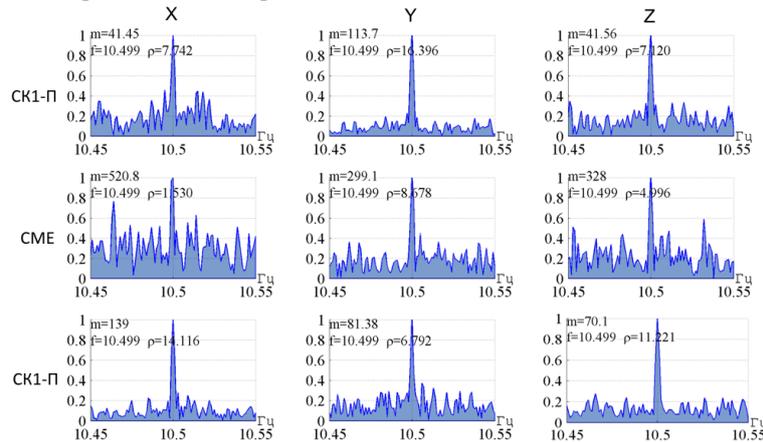


Рисунок 8. Вибрационные сейсмограммы, полученные от вибратора ЦВ-40 с помощью сейсмостанций «Байкал». Компонента Z. Удаление от источника - 342 км (п. Бор-Фортост)

Полоса частот составляла 7.91 – 11.23 Гц,  $L = 6$ , что позволило увеличить соотношение амплитуд волн к среднеквадратическому значению шума более чем в 2 раза. Для сопоставления абсолютных уровней колебаний от вибратора ЦВ-40 в широкополосном и гармоническом режимах зондирования



СКП-1, СМЕ, СК1-П - типы используемых датчиков

Рисунок 9. Пример накопления гармонического сигнала от вибратора ЦВ-40. Частота 10.5 Гц. Удаление от источника - 342 км. Разрешение по частоте – 0.001 Гц

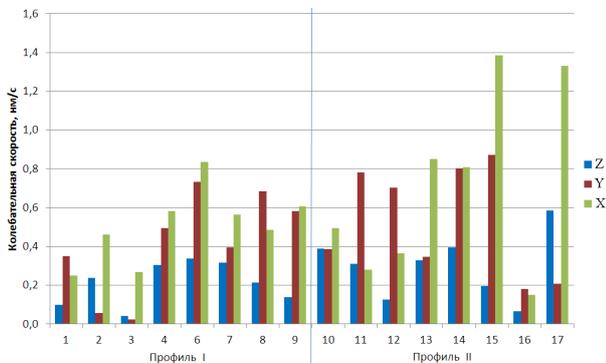


Рисунок 10. Уровни колебательной скорости, полученные для компонент X, Y, Z от вибратора ЦВ-40. Частота 10 Гц. Удаление от источника - 342 км (п. Бор-Фортост)

для дальности 342 км была выполнена спектральная обработка данных в разных гармонических режимах излучения. Были вычислены амплитудные спектры сейсмических колебаний со спектральным разрешением 0.001 Гц. Для иллюстрации помехоустойчивости накопления гармонических колебаний на фоне многократно превосходящих шумов на рисунке 9 приведены примеры амплитудных спектров, полученных по компонентам X, Y, Z для гармонического режима зондирования на частоте 10.5 Гц. Для сравнения представлены результаты накопления с использованием сейсмодатчиков СК1-П и СМЕ-3011.

Как видно из рисунка 9, соотношение сигнал/шум достигает 10 и более. Соответствующие гистограммы абсолютных амплитуд колебательной скорости по трем компонентам представлены на рисунке 10.

Наблюдаются ярко выраженные вариации уровней колебаний вдоль обоих регистрирующих профилей (рисунку 7), достигающие одного порядка внутри каждой из компонент. Наиболее высокие значения уровней колебаний проявляются на компонентах X и Y. Здесь превышение последних над уровнями колебаний по Z составляет в среднем 2–3 раза.

По результатам обработки данных, полученных при широкополосном (на частотах 10 и 10.5 Гц) и монохроматическом (в диапазоне частот 7.91 – 11.23 Гц) режимах зондирования, в таблице 2 приведены абсолютные амплитуды колебательной скорости и соответствующие им амплитуды смещений. В таблице 2 даны также названия пунктов регистрации и соответствующие им расстояния от вибратора, уровни амплитуд сейсмических волн в широкополосном режиме зондирования и амплитуд колебаний в монохроматическом режиме.

На рисунке 11 табличные данные представлены в виде графической зависимости абсолютных амплитуд колебаний от расстояния. Здесь же приведены абсолютные значения колебательной скорости, полу-

ченные от взрыва с тротильным эквивалентом в 1 т в диапазоне дальностей 1 – 600 км [7]. При построении зависимости для монохроматического режима зондирования учитывались максимальные значения амплитуд колебательной скорости. Покомпонентные графики затухания сейсмических волн с расстоянием в режиме зондирования вибратором ЦВ-40 свип-сигналами представлены на рисунке 12. Для сравнения приведена теоретическая экспоненциальная зависимость, сравнение с которой свидетельствует, что ослабление реальных сигналов с высоким приближением соответствует теоретической.

Из анализа полученных данных вытекают следующие выводы:

1. По своему энергетическому эквиваленту параметры вибросейсмического волнового поля, по-

рождаемого мощными вибраторами ЦВ-100, ЦВ-40 в диапазоне дальностей 1 – 350 км приближаются к соответствующим энергетическим параметрам сейсмического поля от взрыва с тротильным эквивалентом в 1 т.

2. Вплоть до телесеismicких расстояний (первые сотни километров), затухание сейсмических колебаний с достаточно высоким приближением описывается экспоненциальным законом. При этом графики затухания сейсмических колебаний по компонентам X, Y, Z являются идентичными.

3. Разброс значений уровня колебаний, регистрируемых в монохроматическом режиме зондирования, в пределах площади 1550×1700 м<sup>2</sup>, удаленной от вибратора на 342 км, достигает одного порядка, что вполне объясняется явлением интерференции волн.

Таблица 2. Амплитуды колебательной скорости и смещения почвы на разных частотах и удалениях от вибратора ЦВ-40

№	Точка	Расстояние (км)	Амплитуда колебательной скорости (нм/с)								
			Моносигнал 10,5 Гц			Моносигнал 10 Гц			Свип 7,91-11,23Гц		
			x	y	z	x	y	z	x	y	z
1	Быстровка	0,6	4,6·10 <sup>4</sup>	2,1·10 <sup>4</sup>	3,5·10 <sup>4</sup>	4,2·10 <sup>4</sup>	1,1·10 <sup>4</sup>	2,9·10 <sup>4</sup>	2,6·10 <sup>5</sup>	8,8·10 <sup>4</sup>	2,0·10 <sup>5</sup>
3	Быстровка	1,0	1,7·10 <sup>4</sup>	3,6·10 <sup>3</sup>	1,1·10 <sup>4</sup>	2,9·10 <sup>4</sup>	5,3·10 <sup>3</sup>	1,2·10 <sup>4</sup>	1,4·10 <sup>5</sup>	4,3·10 <sup>4</sup>	2,8·10 <sup>4</sup>
4	Быстровка	6,0	1,2·10 <sup>2</sup>	1,3·10 <sup>2</sup>	2,7·10 <sup>2</sup>	2,1·10 <sup>2</sup>	9,2·10	2,6·10 <sup>2</sup>	4,7·10 <sup>2</sup>	2,2·10 <sup>2</sup>	9,8·10 <sup>2</sup>
5	Койниха	39,5	3,8·10	3,8·10	1,1·10	2,7·10	2,5·10	1,6·10	3,0·10	4,0·10	3,3·10
6	Ключи	50,0	9,2	5,7	7,5	2,0·10	7,5	6,5	2,7·10	2,5·10	2,4·10
7	Старососедово	93,0	1,9·10	1,3·10	8,0	3,5·10	1,8·10	9,9	2,9·10	3,1·10	2,1·10
8	Бор-Форпост	342,0	8,0·10 <sup>-1</sup>	7,0·10 <sup>-1</sup>	5,0·10 <sup>-1</sup>	8,0·10 <sup>-1</sup>	8,5·10 <sup>-1</sup>	6,0·10 <sup>-1</sup>	8,3·10 <sup>-1</sup>	9,0·10 <sup>-1</sup>	8,3·10 <sup>-1</sup>
№	Точка	Расстояние (км)	Амплитуда смещений (нм)								
			Моносигнал 10,5 Гц			Моносигнал 10 Гц			Свип 7,91-11,23Гц		
			x	y	z	x	y	z	x	y	z
1	Быстровка	0,6	7,0·10 <sup>2</sup>	3,2·10 <sup>2</sup>	5,3·10 <sup>2</sup>	6,6·10 <sup>2</sup>	1,7·10 <sup>2</sup>	4,6·10 <sup>2</sup>	4,3·10 <sup>3</sup>	1,5·10 <sup>3</sup>	3,3·10 <sup>3</sup>
3	Быстровка	1,0	2,5·10 <sup>2</sup>	5,4·10	1,7·10 <sup>2</sup>	4,7·10 <sup>2</sup>	8,4·10	1,8·10 <sup>2</sup>	2,4·10 <sup>3</sup>	7,2·10 <sup>2</sup>	4,7·10 <sup>2</sup>
4	Быстровка	6,0	1,8	2,0	4,1	3,3	1,5	4,2	7,9	3,7	1,6·10
5	Койниха	39,5	5,8·10 <sup>-1</sup>	5,8·10 <sup>-1</sup>	1,7·10 <sup>-1</sup>	4,3·10 <sup>-1</sup>	4,0·10 <sup>-1</sup>	2,5·10 <sup>-1</sup>	5,0·10 <sup>-1</sup>	6,6·10 <sup>-1</sup>	5,5·10 <sup>-1</sup>
6	Ключи	50,0	1,4·10 <sup>-1</sup>	8,6·10 <sup>-2</sup>	1,1·10 <sup>-1</sup>	3,2·10 <sup>-1</sup>	1,2·10 <sup>-1</sup>	1,0·10 <sup>-1</sup>	4,5·10 <sup>-1</sup>	4,2·10 <sup>-1</sup>	3,9·10 <sup>-1</sup>
7	Старососедово	93,0	2,9·10 <sup>-1</sup>	1,9·10 <sup>-1</sup>	1,2·10 <sup>-1</sup>	5,5·10 <sup>-1</sup>	2,8·10 <sup>-1</sup>	1,6·10 <sup>-1</sup>	4,8·10 <sup>-1</sup>	5,2·10 <sup>-1</sup>	3,4·10 <sup>-1</sup>
8	Бор-Форпост	342,0	1,2·10 <sup>-2</sup>	1,1·10 <sup>-2</sup>	7,6·10 <sup>-3</sup>	1,3·10 <sup>-2</sup>	1,4·10 <sup>-2</sup>	9,6·10 <sup>-3</sup>	1,4·10 <sup>-2</sup>	1,5·10 <sup>-2</sup>	1,4·10 <sup>-2</sup>

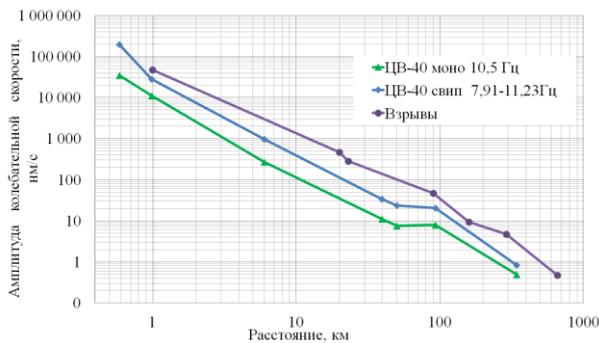


Рисунок 11. Абсолютные уровни колебательной скорости сейсмических волн от вибратора ЦВ-40 и взрыва с тротильным эквивалентом в 1 т

**ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

1. В интересах решения задач вибрационного глубинного зондирования Земли на предельных расстояниях, составляющих сотни километров, а также для создания технологии высокочувствительного активного вибросейсмического мониторинга геодинамических процессов в зонах назревания природ-

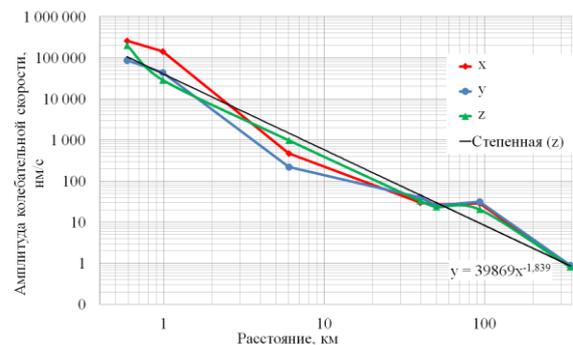


Рисунок 12. Затухание сейсмических волн от вибратора ЦВ-40 в зависимости от расстояния для компонент X, Y, Z

ных катастроф разработана и успешно апробирована технология вибросейсмической нанометрии. Технология позволяет выделять и измерять вибросейсмические колебания нанометрового уровня на фоне многократно превосходящих шумов. Разработанная технология основана на методах корреляционного и синфазного накопления вибросейсмических колеба-

ний, излучаемых вибраторами с высокометрологическими параметрами по частоте, фазе и амплитуде колебаний. Опробованы варианты регистрации вибросейсмических сигналов с использованием автономных сейсмических станций «Байкал». Технология успешно испытана в ряде экспериментов по вибрационному просвечиванию Земли (ВПЗ) в диапазоне дальностей 0 – 450 км.

2. По своему энергетическому эквиваленту параметры вибросейсмического волнового поля, порождаемого мощными вибраторами ЦВ-100, ЦВ-40

в диапазоне дальностей 1 – 350 км приближаются к соответствующим энергетическим параметрам сейсмического поля от взрыва с тротиловым эквивалентом в 1 т.

3. Полученные результаты экспериментальных исследований имеют практическую применимость для решения задач вибро-ГСЗ и активного вибросейсмического мониторинга.

*Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № №09-07-12075-офи-м, 10-07-00387-а, №11-07-10000-к.*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев, А. С. Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками / А. С. Алексеев [и др.] // Филиал «Гео» изд. СО РАН, Новосибирск, 2004. – с. 386.
2. Алексеев, А. С. Мониторинг геометрии и физических свойств «поверхностной» и «очаговой» дилатантных зон методом вибросейсмического просвечивания сейсмоопасных участков земной коры / А. С. Алексеев [и др.] // Изменения окружающей среды и климата. – Т. 1. – Сейсмические процессы и катастрофы // М.: ИФЗ РАН, 2008. – С. 179 - 222.
3. Глинский, Б. М. Взаимосвязь полей мощных вибраторов с атмосферными и геодинамическими процессами / Б. М. Глинский [и др.] // Журнал "Геология и геофизика", 1999. – т. 40, № 3. – С. 431 - 441.
4. Григорюк, А. П. Система регистрации и обработки вибросейсмосигналов на базе персонального компьютера / А. П. Григорюк, Ю. И. Родионов, М.С. Хайретдинов // Тр. ВЦ СО РАН, сер. Мат. модел. в геофизике / Новосибирск, 1994. – вып. 3 – С. 130 - 137.
5. Алексеев, А. С. Изучение структуры Алтае-Саянского региона с использованием вибросейсмических мощных источников / А. С. Алексеев [и др.] / Труды ВЦ СО РАН, сер. Мат. модел. в геофизике // Новосибирск, 1996. – Вып. 4. – С. 3 - 17.
6. Юшин, В. И. Об амплитудной и энергетической эквивалентности вибрационной и импульсной сейсмозаземки. Приборы и системы разведочной геофизики / В. И. Юшин // № 3, 2004. – С. 12 - 17.
7. Рябой, В. З. Абсолютные уровни сигналов и невзрывные источники колебаний при глубинных сейсмических исследованиях. – В кн.: Проблемы Вибрационного просвечивания Земли / В. З. Рябой, М. Б. Шнеерсон // М.: Наука, 1977. – С. 86 - 90.

#### АКТИВТІ МОНИТОРИНГІ ПРОБЛЕМАСЫНДА ВИБРОСЕЙСМИКАЛЫҚ НАНОМЕТРИЯНЫҢ ТЕХНОЛОГИЯСЫ

<sup>1</sup>Ковалевский В.В., Седухина Г.Ф., Хайретдинов М.С., Якименко А.А., <sup>2</sup>Геца Н.И., Юшин В.И.

<sup>1</sup>РФА СБ Есептеу математика және математикалық геофизика институты, Новосибирск, Ресей

<sup>2</sup>РФА СБ А.А. Трофимук атындағы Мұнайгаз геологиясы мен геофизикасы институты, Новосибирск, Ресей

Нанометриялық деңгейінде вибросейсмикалық тербелістерін көп рет асатын шулар аясында бөлу және өлшеуіне мүмкіншілік беретін технологиясы сипатталған. Технологиясы, дәл нәзік басқарылатын вибраторлар өндіретін вибросейсмикалық тербелістерін корреляциялық және синфазалық жинау әдістерінде негізделген. Алынған деректерін вибро-ГСЗ және активті мониторингі міндеттерін шешу үшін іс жүзінде қолдануға болады.

#### TECHNOLOGY OF VIBROSEISMIC NANOMETRY IN THE PROBLEM OF THE ACTIVE MONITORING

<sup>1</sup>V.V. Kovalevsky, G.F. Sedukhina, M.S. Khairtdinov, A.A. Yakimenko, <sup>2</sup>N.I. Geza, V.I. Yushin

<sup>1</sup>Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup>Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

A technology making it possible to detect and to measure vibro-seismic oscillations on the nanometer level against the multiply exceeding noise is described. This technology is based on methods of correlated and in-phase accumulation of vibro-seismic oscillations, radiated by precisely controlled vibrators. The results obtained are applicable for solving the vibro-DSS problems and active vibro-seismic monitoring.

УДК 550.344

**О ВОЗМОЖНОСТИ ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ**

Ковалевский В.В., Глинский Б.М., Хайретдинов М.С., Караваев Д.А.

*Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия*

Описаны результаты экспериментального вибросейсмического зондирования грязевого вулкана Карабетова гора Таманской грязевулканической провинции, проведенного с целью определения структуры вулканической постройки. Приведены результаты профильной регистрации вибросейсмического поля и обработки наблюдений методом отраженных волн. Представлены математическая модель грязевого вулкана Карабетова гора и результаты сравнения численного моделирования и натурального эксперимента.

**ВВЕДЕНИЕ**

Проблема выделения низкоамплитудных уровней сейсмических сигналов от вибраторов на фоне многократно превосходящих шумов постоянно актуальна как для глубинного зондирования Земли (вибро-ГСЗ), так и для активного вибросейсмического мониторинга зон подготовки будущих природных катастроф [1]. Как известно, одна из основных целей активного мониторинга зон подготовки природных катастроф (землетрясений, вулканических процессов, оползней и др.) связана со слежением за тонкими вариациями скоростей сейсмических волн, отражающих в себе меняющиеся характеристики упругости напряженно-деформированного состояния очаговых зон [2]. Обеспечить необходимую высокую разрешающую способность может вибросейсмический метод активного мониторинга сейсмоопасных зон [2]. Как показано результатами численного моделирования, зоны зарождения землетрясений могут иметь горизонтальную протяженность до 200 км и более [2]. Это определяет линейные размеры зон, подлежащих мониторингу. Керченско-Таманская область характеризуется активной грязевулканической деятельностью и по количеству грязевых вулканов в СНГ является второй после Азербайджана. Не менее 50 грязевых вулканов находятся на Таманском полуострове и Северо-Западном Кавказе, при этом большинство вулканов являются действующими. Грязевой вулканизм – сложное, малоизученное геологическое явление. В настоящее время установлена связь грязевого вулканизма с наличием залежей углеводородов и динамикой глубинных флюидов, однако до сих пор достоверно не известен механизм образования таких вулканов [1]. Самым крупным из активных вулканов Таманской грязевулканической провинции является грязевой вулкан Карабетовой горы, расположенный вблизи п. Тамань. В последние годы были проведены комплексные геолого-геофизические исследования строения этого вулкана с применением методов микросейсмического и магнитотеллурического зондирования [2, 3].

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН совместно с Институтом физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН и Кубанским Государственным Университетом провели ряд

экспериментальных исследований по вибросейсмическому зондированию структур этих уникальных природных образований. В частности, были поставлены эксперименты на грязевых вулканах Тамани – Шуго, Ахтановский, Карабетова гора [4, 5, 6]. В данной статье описываются экспериментальные работы 2008 г. на вулкане Карабетова гора, проведенные с применением вибросейсмических методов зондирования. Также разработана математическая модель этого грязевого вулкана, приводятся результаты численного моделирования вибросейсмического зондирования вулкана, сравнение натурального и численного экспериментов.

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ**

В пределах Карабетовской антиклинальной зоны размещены грязевые вулканы Карабетовой горы, горы Чиркова, Северо-Нефтяной и Дубовый Рынок. В строении антиклинали принимали участие отложения майкопской серии, чокракского, караганского, сарматского, мэотического, понтического, киммерийского и куяльницкого ярусов, при этом майкопская толща по имеющимся данным составляет более 3 км [7]. Строение характерно для большинства диапировых антиклиналей Таманского полуострова, в которых ядро складок прорвано сильно перемятыми пластичными глинами майкопского периода. Более молодые слои вблизи ядра залегают обычно круто, по мере удаления от оси складок они выполаживаются, а мощность их увеличивается. Однако в своде собственно Карабетовской складки приповерхностная часть ядра не прорвана майкопскими глинами. Глубина залегания майкопского диапирового ядра около 1 км, северо-восточное простирание антиклинали. Геологический разрез вулкана Карабетова гора по данным, приведенным в [1], представлен на рисунке 1.

Складчатые структуры Таманского полуострова изучались сейсмической разведкой методом отраженных волн (МОВ) на глубину до 4 – 5 км и больше. Выполненные ранее профильные геофизические измерения на грязевом вулкане Карабетова гора [3] с использованием метода микросейсмического зондирования показали, что под вулканом выделяется относительно узкая, вертикальная низкоскоростная зона, ассоциируемая с подводящим каналом, насыщенным

флюидами. Область питания для подводящего канала по данным зондирования находится на глубине 4,5 – 9 км и, возможно, продолжается до глубины 15 км, где находится кристаллический фундамент.

Данные экспериментальные исследования структуры вулканической постройки грязевого вулкана Карabetова гора выполнены с использованием сейсмического вибратора для профильной регистрации волнового поля и сейсморазведочных методов обработки данных. Исследовалась структура волнового поля вибраторов при прохождении им флюидосодержащих зон грязевого вулкана. В качестве источника использовался сейсмический вибратор СВ-10/100, регистрация осуществлялась комплексом RefTek-125A (40 регистраторов с вертикальными сейсмоприемниками GeoSpace GS-20DX) и РОСА (6 регистраторов с трехкомпонентными датчиками GeoSpace и СМЕ-3011). Схема вибросейсмического просвечивания зоны вулкана приведена на рисунке 1, схема расположения точек излучения и профилей регистрации показана на рисунке 2.

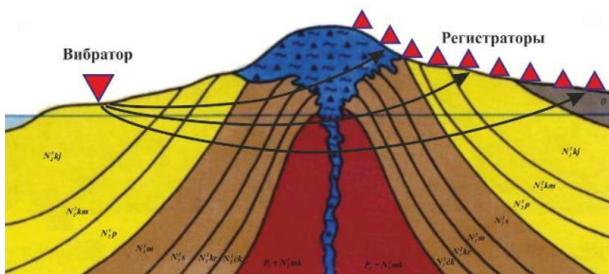
В качестве зондирующих сигналов вибратора использовались свип-сигналы в диапазоне частот 10 - 64 Гц с линейной разверткой частоты и длительностью 60 с. Количество идентичных сеансов излучения составляло 5, 10 и 20 для различных точек. Регистрация излучаемого сигнала велась в непрерывном режиме с записью файлов волновых форм длиной 3300 сек. Временная синхронизация регистрирующих систем осуществлялась при помощи GPS-приемников. Одним из сейсмоприемников RefTek осуществлялась регистрация сигнала от генератора сигналов вибратора СВ-10/100. Запись формы излучаемого вибратором сигнала велась с целью использования последнего в качестве опор-

ного при вычислении корреляционных (вибрационных) сейсмограмм, которые получались стандартной процедурой корреляционной свертки сигнала, зарегистрированного и излученного вибратором. Второй регистратор RefTek использовался для записи колебаний грунта в непосредственной близости от вибратора для контроля сеансов излучения.

Пять точек излучения сигналов вибратором располагались в линию длиной 2 км через 500 м (точки Т1 - Т5 на рисунке 2). При таком расположении точек излучения был отработан поперечный профиль регистрации П1 длиной 3,4 км, пересекающий вулкан. Использовались регистраторы RefTek с шагом расстановки 50 м, (68 точек регистрации). Для излучения сигналов вибратором во встречном направлении к точкам Т1 - Т5 была добавлена точка излучения на конце профиля (точка Т8, рисунок 2). Для излучения сигналов вблизи вулкана была выбрана также дополнительная точка на расстоянии 2,2 км от профиля (точка Т6, рисунок 2).

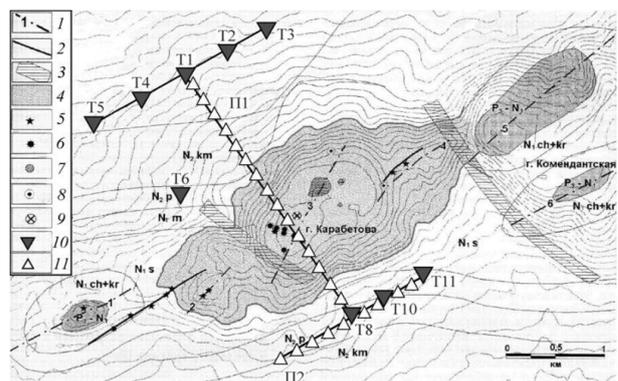
Для определения строения и скоростных характеристик вмещающей среды вне зоны вулкана была проведена регистрация волнового поля вибраторов на профиле П2 длиной 1,8 км с использованием 37 регистраторов RefTek с шагом расстановки 50 м (рисунок 2). Излучение сигналов вибраторами осуществлялось в трех точках профиля (точки Т8, Т10, Т11) с последующей обработкой по методике сейсморазведки на отраженных волнах (МОВ).

Корреляционные сейсмограммы, полученные на профиле П2 от источников в точках Т8, Т10, Т11, приведены на рисунке 3. Данный профиль расположен вне Карabetовой горы, что позволило изучить строение среды вблизи антиклинальной структуры грязевого вулкана.



$N_{2km}$  – киммерийский ярус, глины, пески с прослоями и линзами оolitовых железных руд в нижней части;  $N_{2p}$  – понтический ярус, темно-серые, черные глины с прослоями рыхлых известняков, мергелей и песчаников;  $N_{1m}$  – меотический ярус, темные глины с прослоями мергелей и известняков;  $N_{1s}$  – сарматский ярус, зеленовато-серые глины с многочисленными прослоями пористых мергелей и известняков;  $N_{1, ch+kr}$  – чокракский и караганский ярусы, темно-серые глины с прослоями мергелей и известняков;  $P_3-N_1$  – майкопская серия, глины

Рисунок 1. Геологический разрез вулкана Карabetова гора по [1] со схемой вибросейсмического просвечивания



1 – ось антиклинальной складки и ее номер. Разлом: 2 – достоверно установленный; 3 – выделенный по структурно-геоморфологическим признакам; 4 – покров сопочной брекчии грязевого вулкана. Грифон: 5 – действующий; 6 – недействующий. 7 – сользы; 8 – крупные конусообразные грифоны высотой несколько м; 9 – центр взрывного извержения 6 мая 2001 г.; 10 – пункт установки вибратора; 11 – пикет установки каждого 5 датчика системы RefTek

Рисунок 2. Схема профилей при проведении вибросейсмических исследований грязевого вулкана Карabetова гора на геологической схеме района по [3]

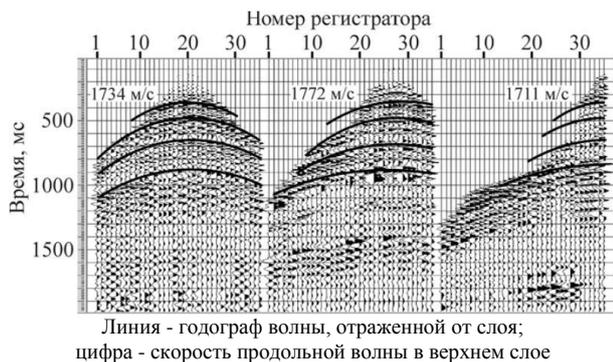


Рисунок 3. Профиль П2. Корреляционные сейсмограммы от источников Т8, Т10, Т11 (слева направо)

Выделяется отражение с двойным вертикальным временем пробега 380 - 400 мс. Это отражение хорошо совпадает с теоретическим годографом отраженной волны с эффективной скоростью 1734, 1772, 1711 м/с в различных точках профиля. Глубина залегания отражающей границы составляет ~325 - 355 м. Следующие, менее контрастные границы, прослеживаются на двойных временах пробега ~ 500 мс, 650 мс и 900 мс, что соответствует глубинам залегания 425 - 445 м, 550 - 575 м, 770 - 800 м и согласуется с общей геологической структурой района вулкана.

На рисунке 4 представлен вариант временного разреза ОГТ (общей глубинной точки) по профилю П1. Кратность суммирования равна единице, так как точки излучения располагались на концах профиля (Т1 и Т8) и условия местности, не позволили провести стандартные наблюдения по методике ОГТ с перемещением вибратора по всему профилю.



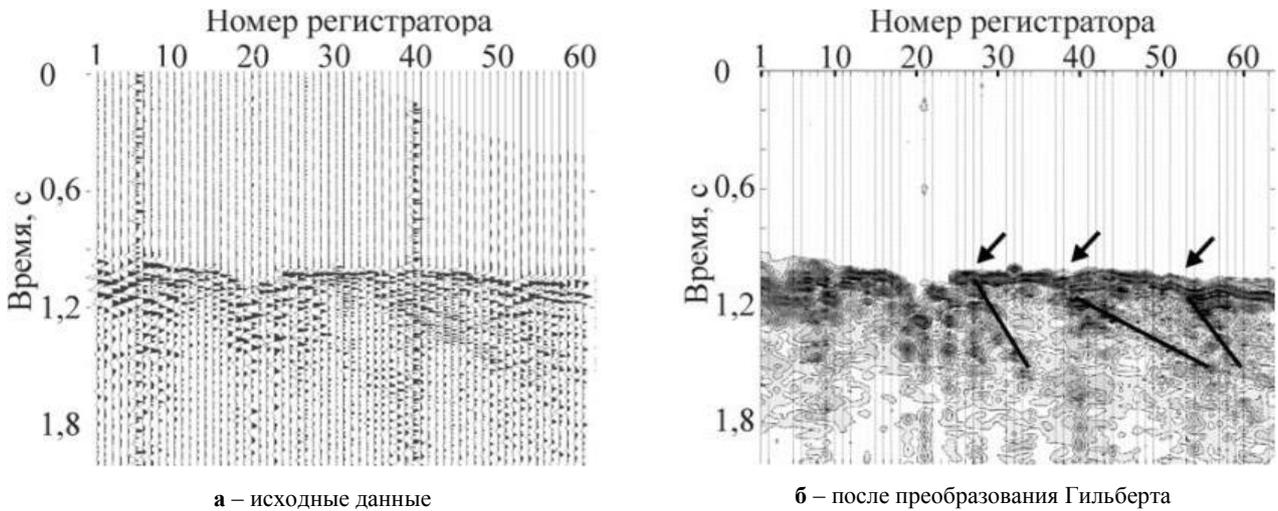
Рисунок 4. Профиль П1. Совмещенный глубинный временной разрез, построенный от источников Т8, Т1 по методу однократного ОГТ

При обработке экспериментальных данных после построения корреляционных сейсмограмм использовался сейсмический пакет ProMAX для их отображения и построения временного разреза. При построении временного разреза по методу однократного ОГТ применены нестандартные настройки ProMAX с временным растяжением сигнала в 10 раз. Ввод кинематических поправок при-

вел к искажению формы сигнала, которая наиболее сильно проявилась на больших удалениях от точек Т1, Т8 и малых временах, однако позволил выявить детали строения вулканической постройки вблизи концов профиля. На временном разрезе рисунка 5 прослеживаются оси синфазности, связанные с границами слоев, воздымающиеся к центральной части разреза и обозначенные линиями. Границы и мощности этих слоев соответствуют значениям, полученным при анализе данных по профилю П2 (рисунок 3), также показывающим большие углы воздымания со стороны точки Т8.

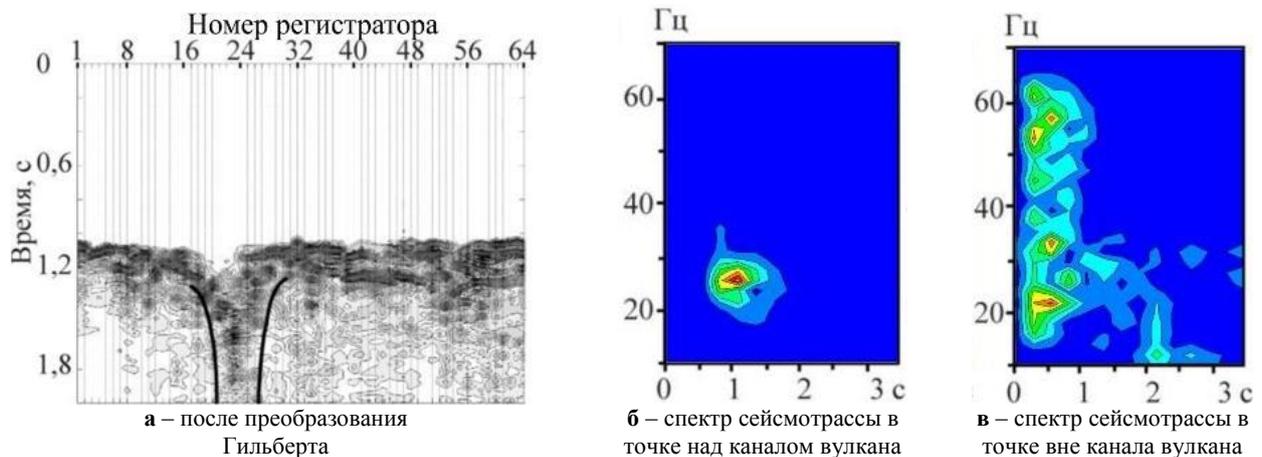
Вторая методика обработки данных по профилю П1, пересекающему вулкан, связана с анализом волнового поля и выделением годографов основных волн. Анализ сейсмограмм по профилю П1 показал, что времена первых вступлений для прямой волны растут приблизительно линейно с расстоянием между точкой излучения и соответствующим регистратором. Значение скорости по первым вступлениям, осредненное по профилю, составляет 1650 м/с. Для анализа волн, следующих за первыми вступлениями, сейсмограммы были редуцированы к скорости 1650 м/с. При этом годограф прямой волны становится приблизительно горизонтальным, что позволяло легче выделить годографы волн в последующих вступлениях. Особенностью вибрационных сейсмограмм является, то, что отдельные волны представлены на них автокорреляционными функциями излученного сигнала и времена вступлений соответствуют максимумам амплитуд колебаний. Поэтому к редуцированным сейсмограммам было применено преобразование Гильберта, позволяющее определить текущую амплитуду цугов колебаний, соответствующих различным волнам. На рисунке 5 показана сейсмограмма от источника в точке Т3 (рисунок 2) после редуцирования и применения преобразования Гильберта.

Годограф прямой волны на рисунке - горизонтальный. Отчетливо видны годографы волн, следующих за первыми вступлениями, имеющие наклон в сторону вулкана и пересечение с годографом первых вступлений. Такой характер годографов соответствует наклонным слоям, выходящим на поверхность, что согласуется с геологической моделью (рисунок 1). При этом точка соединения годографа первых вступлений и годографа последующей волны геометрически соответствует точке выхода выклинивающегося слоя на поверхность. Эти точки отмечены на рисунке 5 стрелками. Примененная методика преобразования сейсмограмм позволила определить положение и форму флюидозаполненного канала вулкана. На рисунке 6 приведена редуцированная сейсмограмма с преобразованием Гильберта от источника в точке Т6, наиболее близкой к вулкану.



Линия - годограф волны, отраженной от наклонного слоя. Стрелка указывает точку соединения годографов прямой и отраженной волн

Рисунок 5. Профиль П1. Редуцированная сейсмограмма от источника в точке Т3



Линия - граница флюидозаполненного канала вулкана

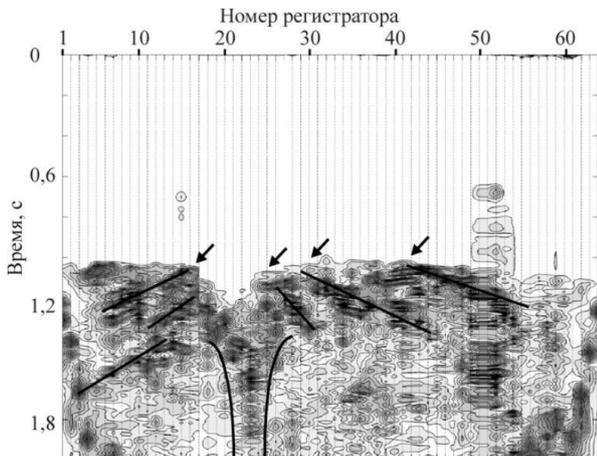
Рисунок 6. Профиль П1. Редуцированная сейсмограмма от источника в точке Т6 и спектры сейсмотрасс

На рисунке 6 отчетливо видно проявление резонансных явлений в флюидозаполненном канале вулкана. На этом же рисунке представлены спектры сейсмотрасс в точках над каналом вулкана и вне его. Над каналом вулкана спектр сейсмотрассы имеет максимум на частоте 25 - 28 Гц, тогда как вне вулкана спектр является широкополосным (10 - 60 Гц) и соответствует рабочему диапазону вибратора. Из анализа сейсмограмм следует, что канал имеет форму цилиндрической трубки с поперечным размером около 100 м, которая конусообразно расширяется к поверхности. Область выхода канала на поверхность составляет 200 - 300 м и характеризуется на сейсмограммах аномально низким уровнем первых вступлений. Это, по-видимому, связано с заполненностью канала флюидами и раздробленностью пород в нем, выносимых на поверхность Земли. Волны, следующие за первыми вступлениями и связанные с выходом слоев на поверхность, наиболее отчетливо проявляются в той части сейсмограммы, которая ближе к источнику.

Поэтому для построения общей картины выклинивания слоев с обеих сторон профиля, пересекающего вулкан, была сделана компоновка редуцированных сейсмограмм от источника в точках Т1, Т8 и Т6. Результаты построения приведены на рисунке 7.

В левой части редуцированных сейсмограмм прослеживаются годографы волн, отраженных от наклонных слоев в области вулкана вблизи точки Т8, в правой части - годографы волн, отраженных от наклонных слоев со стороны точки Т1. В центральной части видны резонансные колебания во флюидозаполненном канале вулкана. Наклоны годографов показывают большие углы воздымания слоев со стороны точки Т8, что отмечалось ранее при анализе сейсмограмм методом ОГТ. Это свидетельствует о несимметричности антиклинальной структуры вулкана, с более пологим наклоном слоев со стороны Азовского моря и более крутым наклоном слоев со стороны центральной части Таманского полуострова.

В целом анализ сейсмограмм на профилях регистрации от различных точек излучения вибратора позволил выяснить основные черты вулканической постройки Карabetовой горы: наличие выклинивающихся слоев, центрального флюидозаполненного канала вулкана, проявления резонансных эффектов сейсмических волн в канале.



Линия - годограф волны, отраженной от наклонного слоя и границы флюидозаполненного канала вулкана. Стрелкой показана точка соединения годографов прямой и отраженной волн, соответствующая точке выхода выклинивающегося слоя на поверхность

Рисунок 7. Профиль П1. Компонетка редуцированных сейсмограмм от источника в точках Т1, Т8 и Т6

#### МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Для исследования и анализа регистрируемого волнового поля при вибросейсмическом просвечивании грязевого вулкана Карabetова гора, была создана математическая трехмерная модель верхней части грязевулканической структуры и выполнено численное моделирование поля упругих волн [8, 9]. Построение математической модели структуры, характерной для грязевых вулканов, осуществлено специализированным построителем численных трехмерных моделей неоднородных упругих сред. Разработанный построитель модели позволяет конструировать сложные 3D модели неоднородных упругих сред, близкие к реальным объектам исследования [9].

3D математическая модель вулкана Карabetова гора включает пять слоев с цилиндрическим и коническим включением, которые соответствуют антиклинальной структуре, центральному флюидозаполненному каналу вулкана и области выхода его на поверхность (рисунок 8). Значения скоростей продольных  $V_p$  и поперечных  $V_s$  волн для слоев 1 - 5 и канала 6 составляли: 1.7, 2.2, 2.5, 2.6, 2.5, 1.3 км/с - для  $V_p$ -волн и 1.1, 1.4, 1.25, 1.25, 0.81 км/с - для  $V_s$  волн, соответственно. В качестве модельного источника выбран источник типа «центр давления» с несущей частотой 25 Гц, расположенный вблизи свободной поверхности. Система наблюдения представлена профилем А - А1, регистраторы с сейсмоприемниками располагаются на свободной по-

верхности. Расположение источника и системы наблюдения соответствуют схеме эксперимента.

Численное моделирование распространения сейсмических волн для 3D модели вулкана проведено на основе решения полной системы уравнений динамической теории упругости с соответствующими начальными и граничными условиями. Разработана параллельная программа с использованием конечно-разностного метода для численного моделирования распространения упругих волн в трехмерно неоднородных моделях упругих сред. Численное моделирование проведено в Сибирском суперкомпьютерном центре ИВМиМГ СО РАН на вычислительных блэйд-серверах HP ProLiant BL2x220c G5, входящих в состав кластера НКС-30Т. Результаты моделирования в виде теоретических сейсмограмм представлены на рисунке 9.

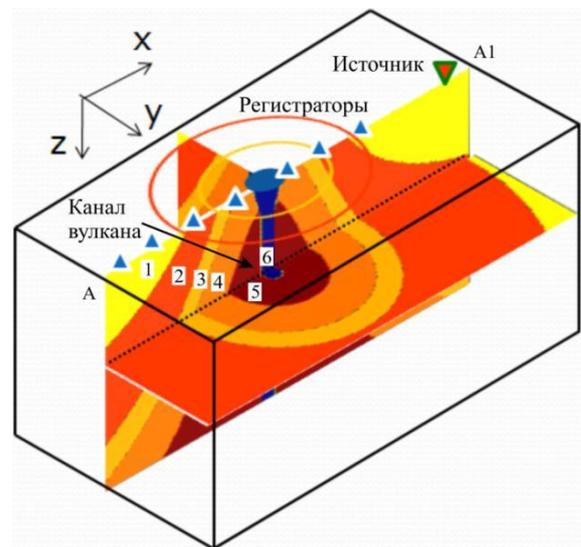
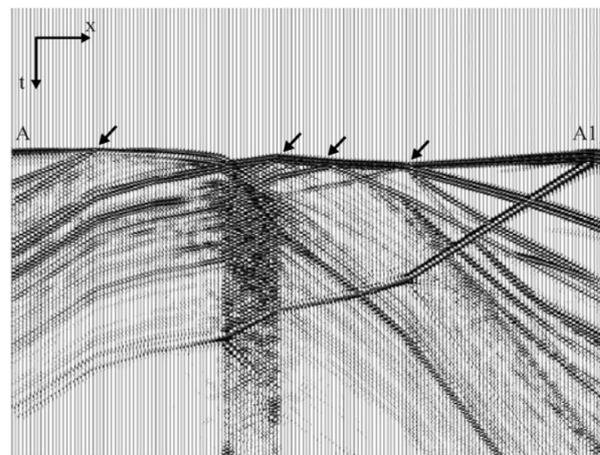


Рисунок 8. 3D модель строения верхней части грязевого вулкана



Обозначения те же, что на рисунке 7

Рисунок 9. Профиль А - А1. Редуцированные теоретические сейсмограммы ( $V=1.65$  км/с), Z-компонента волнового поля

На редуцированных теоретических сейсмограммах (аналогично редуцированным экспериментальным сейсмограммам на рисунке 7) видно пресечение на поверхности годографов прямой волны и волн, отраженных от слоев, выходящих на поверхность. Отчетливо видно резонансное возбуждение волн в канале и их медленное затухание после ухода из зоны канала прямых и отраженных волн. Резонансный характер волнового поля, возбуждаемого в канале вулкана, определяется его геометрией и акустической контрастностью относительно вмещающих слоев. Теоретические сейсмограммы хорошо согласуются с данными эксперимента, что свидетельствует о приемлемости математической модели для анализа экспериментальных данных вибросейсмического зондирования и анализа структуры вулканической постройки.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных экспериментальных вибросейсмических исследований и численное моделирование показали, что грязевой вулкан Карабетова гора имеет сложное строение, обусловленное антиклинальной слоистой структурой, состоящей из различных отложений, деформированных поднимаясь флюидными потоками. Анализ сейсмограмм методом отраженных волн, ОГТ и построением годографов позволил выделить 3 - 4 основных слоя вулканической постройки до глубины 1000 м и определить их скоростные характеристики. По годографам отраженных волн определены точки выклинивания слоев на поверхности на профиле регистрации, пересекающем вулкан. Обнаружена несимметричность антиклинальной структуры вулкана с более пологим наклоном слоев со стороны Азовского моря и более крутым - со стороны цен-

тральной части Таманского полуострова. Выделен также флюидозаполненный канал вулкана, который имеет форму цилиндрической трубки с поперечным размером около 100 м, которая конусообразно расширяется к поверхности. Экспериментально обнаружены резонансные эффекты сейсмических волн в канале, которые проявляются на сейсмограммах продолжительными слабо затухающими колебаниями в области канала. Выделен узкополосный спектральный пик на сейсмограммах над центральной частью вулкана на частотах 25 – 28 Гц. Проведенные численные расчеты подтверждают, что этот пик связан с геометрией центрального канала вулкана.

Для численного моделирования создан построитель численных трехмерных моделей неоднородных упругих сред и параллельная программа с использованием конечно-разностного метода. Выполненные численные расчеты волновых полей при вибросейсмическом зондировании вулкана Карабетова гора на созданной трехмерной модели позволили объяснить наблюдаемые в эксперименте особенности сейсмограмм, связанные с выклиниванием слоев вулканической постройки и резонансами волн в центральном канале вулкана.

*Авторы благодарят сотрудников ИВМиМГ СО РАН Л. П. Брагинскую, Г. Ф. Седухину и И. Н. Иванову за помощь в подготовке полевых материалов и оформлении данной работы; сотрудника СНИИГГиМС Т. А. Петроченко за обработку материалов с применением пакета ProMAX.*

*Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ: №№ 07-05-00858, 10-07-00387, 11-07-10000-к 11-05-92215 проектов СО РАН №№ 4.5, 4.6 Программы Президиума РАН, интеграционных проектов СО РАН №№ 54, 130.*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Шнюков, Е. Ф. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона / Е. Ф. Шнюков [и др.] // – Краснодар: ГлавМедиа, 2006. – 176 с.
2. Богатиков, О. А. О пароксизмальном извержении грязевого вулкана горы Карабетова 6 мая 2001 г. (Таманская грязевулканическая провинция) / О. А. Богатиков [и др.] // ДАН. 2003. – Т. 390. № 6. – С. 805 - 808.
3. Горбатилов, А. В. Технология глубинного зондирования земной коры с использованием естественного низкочастотного микросейсмического поля / А. В. Горбатилов [и др.] // Коллективная монография «Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ним техногенные катастрофы». – М.: ИФЗ РАН, 2008. – Т. 1: Сейсмические процессы и катастрофы, Ч. 2. – С.221 - 236.
4. Алексеев, А. С. Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками / Алексеев, А. С. [и др.] // Отв. ред. Г. М. Цибульчик. – Новосибирск: ИВМиМГ СО РАН, Филиал "Гео" Издательства СО РАН, 2004. – 387 с.
5. Алексеев, А. С. Мониторинг геометрии и физических свойств «поверхностной» и «очаговой» дилатантных зон методом вибросейсмического просвечивания сейсмоопасных участков земной коры / Алексеев, А. С. [и др.] // Коллективная монография «Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ним техногенные катастрофы». – М.: ИФЗ РАН, 2008. – Т.1: Сейсмические процессы и катастрофы, Ч. 2. – С. 179 - 223.
6. Глинский, Б. М. Опыт вибросейсмического зондирования сложно построенных геологических структур (на примере грязевого вулкана Шуго) / Б. М. Глинский, А. Л. Собисевич, М. С. Хайретдинов // Докл. РАН. - 2007. - Т. 413, № 3. - С. 398 - 402.
7. Белоусов, В. В. Некоторые общие вопросы тектоники области сопряжения Крыма и Кавказа (в связи с проблемой происхождения складчатости) / В. В. Белоусов // Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960. – С. 261 - 275.
8. Глинский, Б. М. Численное моделирование и экспериментальные исследования грязевого вулкана «Гора Карабетова» вибросейсмическими методами / Б. М. Глинский [и др.] // Вычислительные методы и программирование. – Москва, 2010. – Т. 11, № 1. – С. 95 - 104.

9. Караваев, Д. А. Параллельная реализация метода численного моделирования волновых полей в трехмерных моделях неоднородных сред / Караваев Д. А. // Вестник Нижегородского университета им. Н. И. Лобачевского. – 2009. – № 6 (1). – С. 203 - 209.

### ЛАЙЫ ЖАНАРТАУЛАРДЫ ВИБРОСЕЙСМИКАЛЫҚ ЗЕРТТЕУ МҮМКІНШІЛІКТЕРІ ТУРАЛЫ

Ковалевский В.В., Глинский Б.М., Хайретдинов М.С., Караваев Д.А.

*РФА СБ Есептеу математика және математикалық геофизика институты, Новосибирск, Ресей*

Жанартау құрылымын анықтау мақсатында Таман лайжанартау провинцияның Қарабет тау атты лайы жанартауын экспериментальды вибросейсмикалық зондтау нәтижелері сипатталған. Вибросейсмикалық өрістің кескінді тіркеу және шағылысқан толқын әдісімен өңдеу нәтижелері келтірілген. Қарабет тау лайы жанартаудың математикалық моделі және санды модельдеу мен далалық экспериментін салыстыру нәтижелері көрсетілген.

### ABOUT POSSIBILITY OF VIBROSEISMIC RESEARCH OF MUD VOLCANOES

V.V. Kovalevsky, B.M. Glinsky, M.S. Khairtdinov, D.A. Karavaev

*Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia*

The article discusses the results of experimental investigations of mud volcano Karabetova Gora in Taman mud volcano province using vibroseismic sounding. The results of vibroseismic field profile recording and processing by reflected wave method to determine the structure of the volcanic have been presented. The mathematical model of mud volcano Karabetova Gora is made, the results of numerical modeling and comparison of natural and numerical experiments were compared.

УДК 622.271:351.77

**РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ ПО ОЦЕНИВАНИЮ МЕТЕОЗАВИСИМЫХ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ ОТ МОЩНЫХ ВЗРЫВОВ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ВИБРАТОРОВ**

Хайретдинов М.С., Авроров С.А., Воскобойникова Г.М., Седухина Г.Ф.

*Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Россия*

Предложен и экспериментально изучен новый подход к оцениванию геоэкологических рисков от массовых техногенных взрывов (карьерных, полигонных и др.) с учетом влияния метео- и геологических условий на основе использования сейсмических вибраторов, отвечающий требованиям геоэкологической безопасности и высокой повторяемости результатов исследований.

**ВВЕДЕНИЕ**

Проблема прогнозирования геоэкологического воздействия разного типа массовых техногенных взрывов – короткозамедленных карьерных [1], полигонных [2] — на окружающую природную среду и социальную инфраструктуру является весьма актуальной. Известно, что основные геоэкологические эффекты таких взрывов связаны с сейсмическими и акустическими воздействиями, формированием и распространением пылевого облака, электрических импульсов, воздушной ударной волны. Наибольший интерес представляет изучение сейсмического и акустического эффектов массовых взрывов, которые определяют целостность промышленных и жилых объектов, ударное воздействие на биообъекты. Подобные эффекты ранее рассматривались рядом авторов [1]. В то же время следует отметить их слабую изученность от внешних факторов — направления и силы ветра, температурной инверсии, состояния турбулентности атмосферы, а также рельефа окружающей местности. С учетом влияния отмеченных факторов возникает необходимость *прогнозирования* геоэкологического риска от техногенных взрывов. В данной работе упор сделан на изложение методологического подхода и результатов экспериментальных исследований по оцениванию ветровой зависимости эффектов распространения сейсмических и акустических волн от массовых взрывов.

*Методологический* подход к оцениванию геоэкологических эффектов от массовых взрывов, предлагаемый в данной работе, базируется на применении сейсмических вибраторов в качестве источников, имитирующих взрывы, но обладающих намного меньшей мощностью в сравнении с ними. При этом достигаются высокие экологическая чистота и повторяемость экспериментов в отличие от взрывов. Это обусловлено высокими метрологическими силовыми и частотно-временными характеристиками вибрационных источников [3]. Протяженные зондирующие сигналы от вибраторов в пунктах приема сворачиваются в короткие корреляционные (вибрационные) сейсмограммы, являющиеся аналогами взрывных сейсмограмм.

Обоснованием к использованию предлагаемого подхода к прогнозированию с помощью сейсмиче-

ских вибраторов являются два важных сейсмофизических феномена:

1. Эквивалентность сейсмических волновых полей, порождаемых взрывами и вибраторами. Это доказано экспериментально с использованием принципа взаимности «источник–приемник» [4].
2. Способность вибраторов порождать одновременно как сейсмические, так и акустические колебания. Такая способность данного класса источников доказана ранее теоретически и многочисленными экспериментами [5–8].

**ИЗУЧЕНИЕ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ ОТ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВИБРАТОРОВ И ВЗРЫВОВ***1. Эксперименты с сейсмическими вибраторами.*

Ранее было показано, что сейсмические и акустические волны, порождаемые мощными вибраторами типа ЦВ-100, ЦВ-40, совместно могут распространяться на десятки километров от источника [6]. С целью оценивания количественных эффектов влияния ветра на распространение акустических колебаний в районе Быстровского полигона была развернута сеть из автономных сейсмических станций «Байкал», расставленных по кругу с радиусом 6 км, в центре которого располагается вибратор ЦВ-40 (рисунок 1). В качестве датчиков использовались трехкомпонентные сейсмоприемники типа СК-1П, обозначенные на рисунке треугольниками. Рисунок 1 иллюстрирует возможности одновременной регистрации сейсмических и акустических волн от сейсмического вибратора. Здесь в качестве результатов регистрации и обработки приведены вибрационные коррелограммы, получаемые как результат корреляционной свертки между опорным сигналом, повторяющим по форме зондирующий сигнал, и зарегистрированным исходным сигналом. Получаемые при этом вибрационные коррелограммы являются аналогами импульсных сейсмограмм и иллюстрируют вступления сейсмических волн (волны первых вступлений) на временах прихода 0.96–1.05 сек. и акустических волн (вторичные волны) на временах прихода 16–19.5 сек. Под последними подразумеваются сейсмические волны, регистрируемые на сейсмодатчиках как результат проявления процесса акустосейсмической индукции, развивающейся в

приповерхностном волноводе [5, 8]. Сущность его состоит в том, что распространяющаяся вдоль дневной поверхности Земли акустическая волна возбуждает поверхностную сейсмическую волну (волну наведенной сейсмичности), скорость распространения которой совпадает со скоростью акустической волны. Соответственно, такая волна регистрируется сейсмическими датчиками по 3 компонентам X, Y, Z. В дальнейшем такой тип волн будем называть *сейсмоакустическими*.

Как следует из рисунка 1, сейсмоакустические волны хорошо выражены на сейсмограммах при условии совпадения направлений ветра и фронта распространения акустической волны. На рисунке 1 направление и сила ветра показаны стрелкой и равны в данном случае 2–4 м/сек. Такая особенность распространения акустических волн известна в акустике как явление роста эффективной скорости звука и уменьшения затухания при попутном ветре [9].

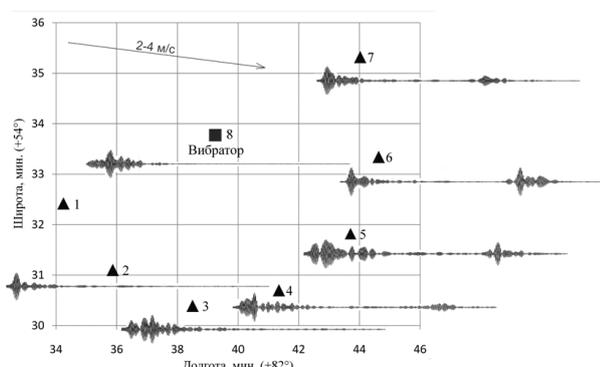


Рисунок 1. Схема расстановки сейсмостанций «Байкал» с трехкомпонентными датчиками СК1-П и СМЕ-3011, расположенными по окружности радиусом 6 км. Приведены вибросейсмограммы, иллюстрирующие вступление сейсмических и сейсмоакустических волн. Стрелкой показано направление ветра

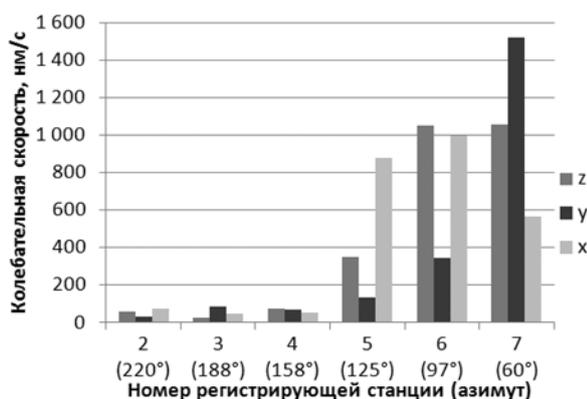


Рисунок 2. Гистограммы амплитуд сейсмоакустических волн от сейсмического вибратора ЦВ-40 с круговой расстановкой сейсмодатчиков с радиусом 6 км от источника

В рассматриваемом случае на рисунке 1 сейсмоакустические волны ярко выражены с подветренной стороны на датчиках 4, 5, 6, 7 и отсутствуют с противоположной, что определяет роль метеоусловий в

дальнем распространении акустических волн. При этом важными являются количественные характеристики вариаций уровней волн с учетом метеоусловий. Они могут быть охарактеризованы азимутальными гистограммами амплитуд сейсмоакустических волн, отражающими распределение последних в пространстве по отношению к направлению ветра. Такие гистограммы, построенные по отношению к рассматриваемому случаю регистрации (рисунок 1), приведены на рисунке 2. По оси абсцисс здесь представлены номера датчиков с соответствующими азимутами в градусах.

Подобная гистограмма отражает особенности процессов взаимодействия физических полей разной природы: *сейсмических, акустических и метеорологических*. Количественно акустический эффект как функция метеопараметров характеризуется значением углового сектора  $\theta$  и акустической энергией  $E_a$ , которая концентрируется в его пределах. Другой характеристикой является соотношение максимального  $A_{\max}$  и минимального  $A_{\min}$  уровней акустических волн в пределах сектора в 360 град., характеризующее перераспределение энергии акустических волн в пространстве. Очевидно, что эти параметры, в свою очередь, сложным образом зависят от ряда таких факторов как мощность источника, направление и сила ветра, явление температурной инверсии, турбулентность атмосферы, сложность рельефа местности и др. В частности, из рисунка 2 следует, что сектор нарастания уровня сейсмоакустических волн при указанных на рисунке 1 направлении и силе ветра 2–4 м/сек занимает около 60 град. При этом, перепад уровней волн  $A_{\max} / A_{\min}$  достигает в среднем 50 раз. Приведенный результат следует рассматривать как результат имитационного моделирования, показывающий, что метеозависимый акустический эффект даже от слабого ветра необходимо учитывать при оценивании геоэкологической опасности взрывов для окружающей природной и социальной инфраструктуры.

2. *Эксперименты с карьерными взрывами.* По аналогии с экспериментами с вибратором (рисунок 1) изучалась ветровая зависимость сейсмоакустически волн, порождаемых карьерными взрывами Кузбасса. В качестве примера на рисунке 3 представлена схема регистрации карьерного взрыва массой взрывчатого вещества (ВВ) 100 т на разрезе «Виноградовский».

На схеме пункты расстановки регистрирующей аппаратуры в виде мобильных сейсмостанций «Байкал» в комплексе с трехкомпонентными сейсмодатчиками GS-3 С обозначены треугольниками под номерами 0–12. Датчик под нулевым номером располагался непосредственно возле взрыва. Место взрыва обозначено звездочкой. Как результат регистрации, на рисунке 3 представлены записи головных (сейсмических) волн, сосредоточенных в диапазоне 0.5 – 1.1 сек, и сейсмоакустических – в диапазоне 9 – 11.8 сек.

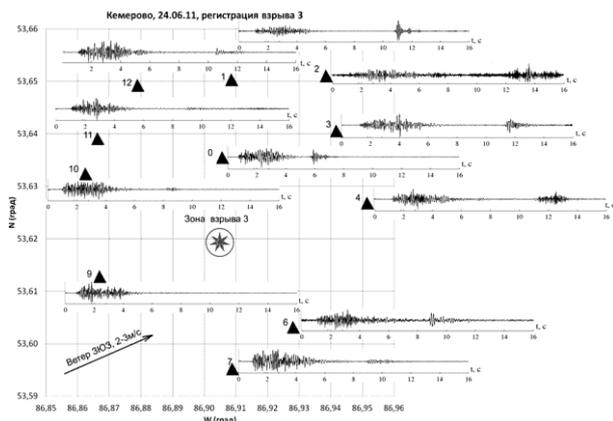


Рисунок 3. Сейсμοакустические записи карьерного взрыва для случая круговой расстановки сейсμοдатчиков. Датчики помечены треугольниками. Место взрыва обозначено звездочкой. Направление ветра показано стрелкой

По аналогии с сейсмограммами от вибратора ЦВ-40 представленные волны отражают метеозависимый акустический эффект от карьерного взрыва: преобладающие сейсμοакустические волны регистрируются на датчиках 1 – 6, расположенных с подветренной стороны по отношению к взрыву. Соответственно, на датчиках с наветренной стороны (датчики №№7-12) эти волны проявляются намного слабее либо вовсе отсутствуют. Количественное соотношение между уровнями сейсμοакустических и сейсмических волн  $P$  определяется гистограммой парных отношений, приведенной на рисунке 4. Здесь по оси абсцисс приводятся номера датчиков и их соответствующий азимут.

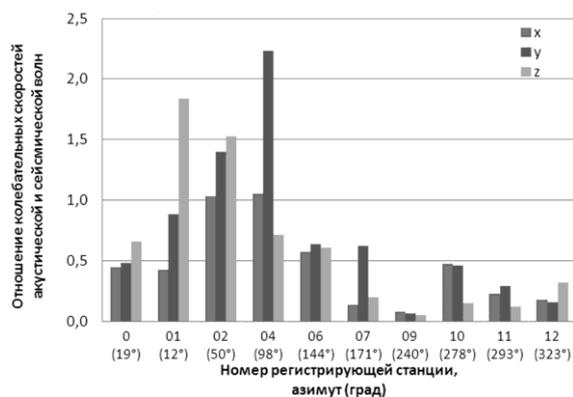


Рисунок 4. Гистограммы парных отношений амплитуд сейсμοакустических и сейсмических волн от карьерного взрыва с тротиловым эквивалентом 60 т для случая круговой расстановки сейсμοдатчиков относительно источника

Как следует из рисунка, сейсμοакустические волны по уровню могут превышать сейсмические, в рассматриваемом случае до 2-х раз. Для данных условий проведения взрыва и регистрации угловой сектор нарастания акустических волн составляет около 70 град, а соотношение преобладающих и минимальных уровней акустических волн достигает одного порядка.

Результаты экспериментальных исследований показывают, что ветровое усиление акустических волн влечет за собой возрастание уровней поверхностных сейсмических волн, поскольку последние, как показано в [6], индуцируются акустическими волнами. По такой схеме взаимодействия волн может развиваться усиленный геоэкологический эффект сейсμοакустического воздействия на окружающую среду.

3. *Оценивание геоэкологического воздействия сейсμοакустических волн.* Результаты экспериментов по выявлению метеозависимых акустических эффектов позволяют описать их с помощью функции направленности  $F(\theta)$ , которая может быть оценена по функции нарастания уровней акустических волн в пределах заданного углового сектора. В этом случае правомочно говорить об эффекте фокусировки акустосейсмических колебаний по пространству. Тогда акустическое давление, характеризующее воздействие воздушной волны, может быть представлено с учетом [1] в виде:

$$P = 0.47K \cdot R^{-1/5} \cdot F(\theta), \quad (1)$$

где коэффициент  $K$  зависит от физико-механических свойств горных пород и возрастает от 0.5 до 1.5 при увеличении крепости пород;  $R = r/q^{1/3}$ , где  $r$  – абсолютное эпицентральное расстояние от взрыва в метрах,  $q$  – масса заряда взрывчатого вещества (ВВ). В случае короткозамедленного взрыва большого числа скважин в качестве величины  $q$  выбирается масса ВВ в группе скважин. Функция  $F(\theta)$  – фактор фокусировки, равный отношению азимутально зависимых функций акустического давления с учетом ветра и без него. Имея в виду (1), метеозависимые эффекты распространения акустических волн от вибрационных источников в разном частотном диапазоне могут быть использованы для оценивания зональности сейсμοакустического геоэкологического воздействия на социальную инфраструктуру путем масштабного пересчета результатов измерений параметров виброакустических полей к мощности взрывов.

Экологическое воздействие карьерных взрывов оценивается *удельной плотностью энергии*:

$$E = \frac{1}{\rho c} \int_0^T p^2(t) dt. \quad (2)$$

Здесь  $\rho c$  – удельное акустическое сопротивление воздуха, равное 42 г/(см<sup>2</sup>·с);  $p(t)$  – акустическое давление, регистрируемое на выходе акустического датчика;  $T$  – длительность акустической волны.

Допустимые акустические воздействия на объекты социальной инфраструктуры определяются табулированными значениями удельной плотности энергии в единицах Дж/м<sup>2</sup>, приведенными в таблице. Как видно из таблицы, для человека безопасной является величина удельной плотности энергии до 3 Дж/м<sup>2</sup>.

**РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ ПО ОЦЕНИВАНИЮ МЕТЕОЗАВИСИМЫХ  
СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ ОТ МОЩНЫХ ВЗРЫВОВ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ВИБРАТОРОВ**

*Таблица. Критические значения удельной плотности энергии для объектов*

Объект	Критическое значение удельной энергии $\epsilon_{кр}$ , Дж/м <sup>2</sup>	
	разрушительной	безопасной
Сейсмическая волна		
Здание жилое, взрыв однократный	2600	1000
Здание производственное, взрыв однократный		1500
Воздушная волна		
Оконное стекло толщиной 2–3 см	80	15
Взрывной шум (раздражающее действие)		
Человек		3

Значение энергии волнового импульса рассчитывается по экспериментально полученным записям. В качестве примера ниже приводится оценка удельной плотности энергии для взрыва массой 270 т, зарегистрированного в точке на удалении 6.8 км и в азимутальном направлении, соответствующем максимуму акустического давления. Акустическая волна (акустограмма) от взрыва регистрировалась с помощью пьезодатчика давления с коэффициентом преобразования  $K_A=200$ мкВ/Па.

В качестве примера на рисунке 5 приведен вид такой акустограммы, представленной двумя верхними записями. Первая запись получена без фильтрации, вторая – с применением вейвлет-фильтрации для устранения флуктуационных ветровых помех.

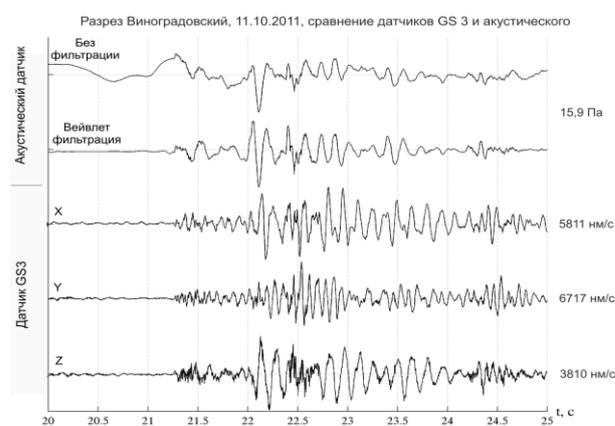
Оценка максимума давления составила  $p_{max}=15.9$  Па. Для сравнения акустическое давление от вибратора ЦВ-40 на удалении 6 км (рисунок 1) составило  $p=0.013$  Па, т.е. в 1223 раз меньше, чем от взрыва. Это доказывает экологическую чистоту вибраторов как инструментов для проведения экспериментальных исследований. Значение удельной плотности энергии рассчитывалось согласно (2) с использованием записи акустограммы на участке существования акустической волны, равной 4 с. Полученная здесь оценка удельной плотности энергии составила  $0.5$  Дж/м<sup>2</sup>, что в 6 раз ниже допустимой для человека (таблица).

Два верхних графика (рисунок 5) соответствуют акустограммам, зарегистрированным с помощью акустического датчика, три нижних графика соответствуют сейсмограммам, зарегистрированным трехкомпонентным сейсмодатчиком GS-3С по компонентам X, Y, Z. Справа от записей приводятся амплитудные значения волн, представленные в единицах колебательной скорости (нм/с), для акустического датчика – в единицах давления (Па).

Следует отметить характер вступления акустических волн, представленный на рисунке 5: участок слабого вступления (21.3 – 22 с) сменяется вступлением мощного цуга на интервале 22 – 24.5 с. Это отражает явление интерференции короткозамедленных взрывов, которое может приводить к многократному усилению акустического и сейсмического эффектов.

Три нижние записи на рисунке 5 отражают вступления сейсмических волн по компонентам X, Y, Z от датчика GS-3С. Амплитуды этих волн представлены

справа от графиков в значениях колебательной скорости (нм/с). Из приведенного рисунка отчетливо видна коррелированность (максимум функции взаимной корреляции составляет 0,55 по компоненте Z) последних с акустической волной, что свидетельствует об их тесной природе распространения.



*Рисунок 5. Записи карьерного взрыва (разрез «Виноградовский») массой 270 т на удалении 6.8 км*

**ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Предложена и экспериментально реализована методика изучения влияния сейсмоакустических эффектов от массовых техногенных взрывов – короткозамедленных карьерных, полигонных и др. – на окружающую природную среду и социальную инфраструктуру. Подход основан на использовании сейсмических и акустических колебаний сейсмических вибраторов, отвечающих требованиям геоэкологической безопасности. Такие источники гарантирует высокую повторяемость результатов исследований в отличие от взрывов. Это позволяет оценивать геоэкологические риски от взрывов в зависимости от гео- и метеоусловий и параметров взрывной технологии с учетом масштабного пересчета.

Результатами экспериментов показано, что существующие на сегодня низко- и высокочастотные типы сейсмических вибраторов и компактные автономные сейсмостанции типа «Байкал» в комплекте с трехкомпонентными малогабаритными сейсмодатчиками типа GS-3С позволяют регистрировать сейсмоакустические волны в диапазоне частот от 5 до 100 Гц. Это позволяет с необходимой детальностью изучать особенности распространения волн в районах вибротехнических полигонов и промышлен-

ных карьеров в широком спектре частот и на разных азимутальных направлениях с учетом геолого- и метеоусловий и параметров взрывной технологии.

На основе экспериментов выявлены эффекты фокусировки акустосейсмических колебаний по пространству и интерференции во времени, многократно усиливающие геозоологическое воздействие массовых взрывов на окружающую среду. В частности, показано, что даже при слабом ветре 2–4 м/с соотношения максимальных и минимальных уровней акустических волн в зависимости от азимута достигают 50 и более раз, а сами акустические воз-

действия сопоставимы с сейсмическими. Наблюдающееся в экспериментах явление интерференции короткозамедленных взрывов во времени и пространстве, приводящее к 5-кратному и более сложению сейсмоакустических волн, дополнительно усиливает разрушительное воздействие последних.

*Работа выполнена в Институте вычислительной математики и математической геофизики СО РАН при поддержке грантов РФФИ № 10-07-00387-а, № 11-07-10000-к, №12-01-00773-а.*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Адушкин, В. В. Геозоологические последствия массовых химических взрывов на карьерах / В. В. Адушкин, А. А. Спивак, С. П. Соловьев // Геозоология. Инженерная Геология. Гидрогеология. Геоэкология. – 2000. – №6. 1 – С. 554 – 563.
2. Авроров, С. А. Распределённая обработка данных в иерархических системах и сетях / С. А. Авроров, М. С. Хайретдинов // Научный вестник НГТУ. – Новосибирск: Изд-во НГТУ, 2010. – № 2. – С. 3 – 12.
3. Алексеев, А. С. Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками / А. С. Алексеев, Н. И. Геза, Б.М. Глинский и др.; отв. ред. Г. М. Цибульчик. – Новосибирск: ИВМиМГ СО РАН, Филиал «Гео» Издательства СО РАН, 2004. – 387 с.
4. Глинский, Б. М. Экспериментальные исследования по калибровке сейсмических трасс в Западной Сибири и Алтае-Саянском регионе / Б. М. Глинский, А. Ф. Еманов, В. В. Ковалевский [и др.] // Вестник НЯЦ РК. – 2004. – Вып. 2 (18). – С. 28 – 34.
5. Алексеев, А. С. Эффект акустосейсмической индукции при вибросейсмическом зондировании / А. С. Алексеев, Б. М. Глинский, С. И. Дряхлов и др. // Доклады АН. – 1996. – Т. 346, N 5. – С. 664 – 667.
6. Glinkii, V. V. Kovalevskii, M. S. Khairtdinov // Geology and Geophysics. – 1999. – Vol. 40, No. 3. – P. 422 – 431.
7. Заславский, Ю. М. Излучение сейсмических волн вибрационными источниками / Ю. М. Заславский. – Нижний Новгород: Институт прикладной физики РАН, 2007. – 200 с.
8. Ковалевский, В. В. Исследование акустосейсмических волновых полей, генерируемых поверхностными сейсмическими вибраторами / В. В. Ковалевский // Акуст. журн. – 2005. – Т. 51. – С. 92 – 102.
9. Исакович, А. М. Общая акустика / А. М. Исакович. – М.: Наука, Гл. ред. физ.-мат. лит., 1973. – 496 с.

#### ЖАППАЙ ЖАРЫЛЫСТАРДАН ГЕОЭКОЛОГИЯЛЫҚ ҚАУІП-ҚАТЕРІН СЕЙСМИКАЛЫҚ ВИБРАТОЛАР КӨМЕГІМЕН БАҒАЛАУ

Хайретдинов М.С., Авроров С.А., Воскобойникова Г.М., Седухина Г.Ф.

*РФА СБ Есептеу математика және математикалық геофизика институты, Ресей*

Жаппай техногендік жарылыстардан (карьерлік, полигондағы ж.б.) геозоологиялық қауіп-қатерлерін бағлауына жаңа көзқарас ұсынған және экспериментальды зерделенген. Бағалауы метео-, геологиялық жағдайларын есепке алып және зерттеу нәтижелердің жоғары қайталануын қамтамасыз ететін, геозоологиялық қауіпсіздігі талаптарына сай келетін сейсмикалық вибраторларын пайдаланып жүргізіледі.

#### EXPERIMENTAL RESULTS OF ESTIMATION OF METEODEPENDENT SEISMOACOUSTIC EFFECTS FROM POWERFUL EXPLOSIONS AND SEISMIC VIBRATORS

M.S. Khairtdinov, S.A. Avrorov, G.M. Voskoboynikova, G.F. Sedukhina

*Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Russia*

The new method to estimation dangerous seismoacoustic effects from technogenic explosions (career, mili-tary, etc.) taking into account influence meteo- and geological conditions on a basis use of the seismic vibrators, meeting the requirements of geoeological safety and high repeatability of results of researches is offered and experimentally studied.

УДК 550.834

## ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ И АКУСТИЧЕСКИХ ВОЛН ОТ ХИМИЧЕСКИХ ВЗРЫВОВ НА БОЛЬШИХ РАССТОЯНИЯХ

Васильев А.П.

*Служба специального контроля, Москва, Россия*

Анализируются волновые формы сейсмических и акустических сигналов от нескольких десятков взрывов хранилищ боеприпасов, произошедших при пожаре на арсенале «Пугачёво» (Удмуртия) 2.06.2011 г., зарегистрированные наблюдательными станциями на расстояниях от 320 до 340 км и от 320 до 1644 км, соответственно. Сделана оценка мощности взрывов по сейсмическим и инфразвуковым данным.

Специальные геофизические эксперименты по изучению акустических волн от мощных химических взрывов проводились в СССР в 1985, 1987, 1989 и 1990 гг. [2]. В [1] автором дан анализ акустических волн от мощного химического взрыва, произошедшего 2.03.2007 г. при аварии на словацком заводе боеприпасов. Рассмотрены акустические сигналы от одного взрыва, зарегистрированного тремя станциями Международной системы мониторинга (МСМ) ОДВЗЯИ: Фрайунг, ФРГ (300 км), Актюбинск, Казахстан (2822 км) и Залесово, РФ (4475 км). В данной статье проанализированы сейсмические и акустические сигналы от нескольких десятков взрывов хранилищ боеприпасов, произошедших при пожаре на арсенале «Пугачёво» (Удмуртия) 2.06.2011 г. Взрывы имели большую мощность и были зарегистрированы в большом количестве пунктов наблюдения (ПН) сейсмическими и инфразвуковыми станциями ССК Министерства обороны РФ, Геофизической службы РАН, МСМ и других научных организаций. Сейсмические сигналы зарегистрированы на удалении от 320 км ПН-1 (станция ССК) до 2422 км (станция МСМ «Хомар», Норвегия), акустические сигналы – на удалении от 320 км (ПН-1) до 6035 км (станция МСМ «Азорские острова», Португалия). В статье приведены результаты анализа сейсмических сигналов, зарегистрированных на ПН-1 и ПН-2 (станция «Арти» РФ, расстояние 340 км), и акустических сигналов, зарегистрированных на ПН-1, ПН-3 (станция I31, Казахстан, 780 км), ПН-4 (станция ССК, РФ, 967 км), ПН-5 (станция I43, РФ, 976 км), ПН-6 (станция ССК, РФ, 1405 км) и ПН-7 (станция ССК, РФ, 1644 км). В международных бюллетенях результаты обработки данных по этим взрывам опубликованы: 1) в REB (Reviewed event bulletin), выпускаемом Международным центром данных ОДВЗЯИ (г. Вена); 2) в бюллетене системы автоматического определения очагов - NORSAR GBF, Национальный центр данных Норвегии.

Автоматизированная аппаратура цифровой регистрации (инфразвуковой канал) имела полосу пропускания  $0,02 \div 4,0$  Гц и цену младшего разряда АЦП не хуже  $0,02$  мПа; использовалась зависимость между напряжением на выходе (в милливольтках) и акустическим давлением (в Паскалях) на входе аппаратуры:  $P[\text{Па}] = V_p[\text{мВ}] \cdot K \cdot 10^{-3}$ , где значения  $K$

принимались, исходя из коэффициента преобразования для соответствующего ПН: ПН-1 – 2,07; ПН-4 – 1,75; ПН-6 – 1,08; ПН-7 – 0,856. Аналоговые каналы инфразвукового метода имели рабочую полосу  $0,003 \div 0,3$  Гц и чувствительность порядка  $0,0207$  Па/мм. Автоматизированная аппаратура цифровой регистрации (сейсмические каналы) имела полосу пропускания  $0,2 \div 10,0$  Гц и цену младшего разряда АЦП не хуже  $0,5$  нм/с; переход от напряжения на выходе аппаратуры (в милливольтках) к скорости смещения грунта (в микрометрах на секунду) осуществлялся по формуле

$$A[\text{мкм/с}] = A[\text{мВ}] \cdot 0,333 \cdot 10^{-1}.$$

Аналоговые короткопериодные каналы Z, NS, EW имели следующие АЧХ: Z – максимальное увеличение  $V_{\text{max}} = 211$  тысяч и полосу пропускания на уровне  $0,7 \Delta F = (0,62 \div 1,18)$  Гц; NS и EW -  $V_{\text{max}} = 51,5$  тысяч и  $\Delta F = (0,62 \div 2,22)$  Гц; Z -  $V_{\text{max}} = 25,2$  тысячи и  $\Delta F = (0,71 \div 2,22)$  Гц.

### АНАЛИЗ ФОРМЫ СИГНАЛОВ, ПРИНЯТЫХ НА РАССТОЯНИИ 320 КМ

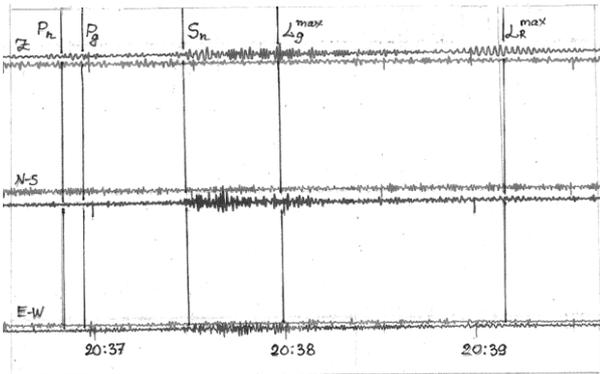
Примечательными особенностями сигналов, зарегистрированных в наиболее близком к взрывам пункте наблюдения – ПН-1 (320 км), являются: характерная форма (фаза I) акустических сигналов; появление одновременно с акустическими сейсмоакустических волн (фаза IS), регистрация при наиболее мощных взрывах обычных сейсмических волн - Pn, Pg, Sn, Lg и LR. Примеры сейсмических, сейсмоакустических и акустических сигналов, зарегистрированных аналоговыми и цифровыми каналами на расстоянии 320 км, приведены на рисунке 1.

Акустический сигнал от каждого взрыва состоит из трёх характерных приходов (здесь и далее будет использован термин «приход», как, например, в [2, 3, 5, 7]). Первый приход являющийся наиболее высокочастотным (в сравнении с другими приходами), имеет длительность несколько десятков секунд при мощных взрывах и несколько секунд при маломощных взрывах (для мощных взрывов высокочастотная составляющая накладывается на низкочастотный импульс, начинающийся с наиболее длительной фазы сжатия, за которой следует фаза разряжения и т.д.). Второй приход - также высокочастотный, но с

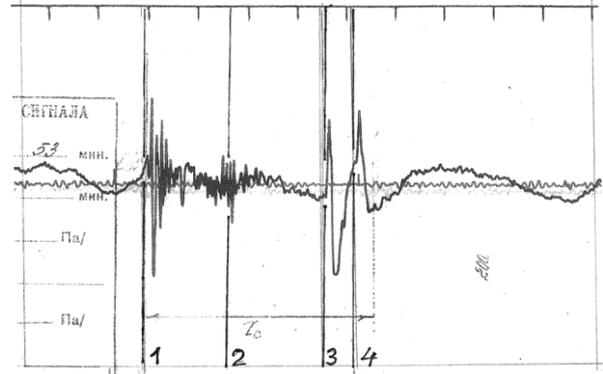
заметно большим периодом колебаний и отстоящий от первого на  $80 \div 100$  сек. По амплитуде он в несколько раз меньше первого прихода. Третий приход, отстоящий от первого на  $200 \div 215$  сек состоит из двух-трёх (иногда до  $5 \div 7$ ) квазиполупериодов (КВП) с амплитудой, сопоставимой с амплитудой первого прихода, с крутым фронтом первого положительного КВП, плавным спадом, переходящим в КВП разряжения, и третьим КВП, тоже с достаточно крутым фронтом сжатия. Третий приход может быть

отнесен к низкочастотному с длительностью КВП в среднем порядка  $10 \div 20$  сек.

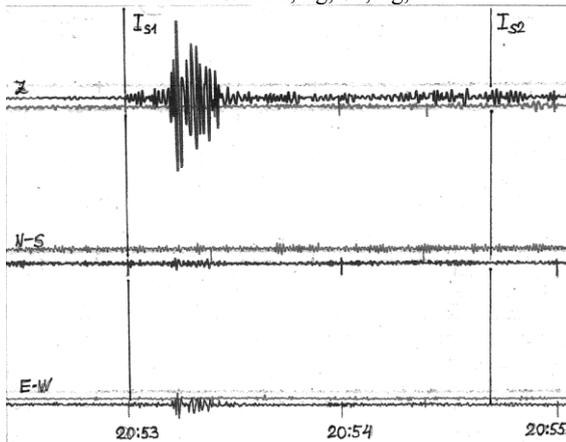
При взрывах малой мощности второй приход может не выделяться, но первый и третий - присутствуют обязательно и имеют уровень сигнала, превышающий фон на  $20 \div 30\%$ . Примерно для половины взрывов после 3-го прихода выделяется четвёртый приход. Параметры всех выделенных сигналов сведены в таблицы 1 - 3.



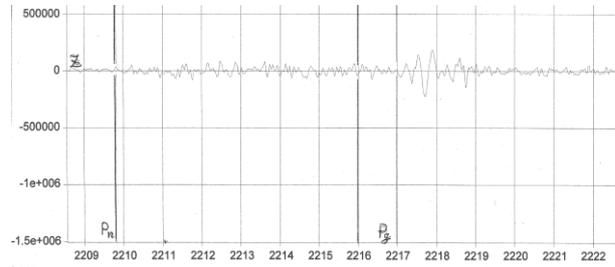
а – сейсмический сигнал с выделенными типами волн Pn, Pg, Sn, Lg, LR



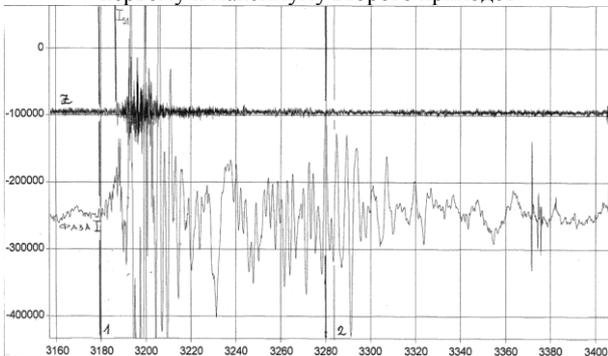
б – акустический сигнал с выделенными приходами (обозначены порядковыми номерами)



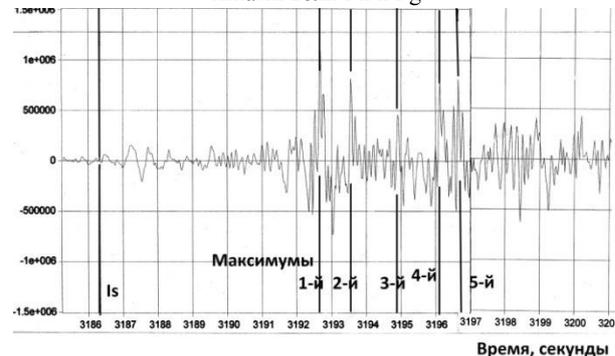
в – сейсмоакустические сигналы, соответствующие первому и максимуму второго приходов



г – сейсмический сигнал с выделенными типами волн Pn и Pg



д – акустический (фаза I) и сейсмоакустический (Z-составляющая) сигналы



е – сейсмоакустический сигнал, соответствующий первому приходу акустической волны, развёрнутый во времени со скоростью 12 мм/с

Рисунок 1. Примеры сейсмических, сейсмоакустических и акустических сигналов, зарегистрированных аналоговыми и цифровыми каналами на расстоянии 320 км (ПН-1)

**ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ И АКУСТИЧЕСКИХ ВОЛН ОТ ХИМИЧЕСКИХ ВЗРЫВОВ НА БОЛЬШИХ РАССТОЯНИЯХ**

Таблица 1. Взрывы в Удмуртии 2 июня 2011 г. Значения амплитуд и времен сейсмических сигналов, зарегистрированных на ПН-1 и ПН-2, определённых по ним времён взрывов, а также опубликованных в бюллетенях параметров наиболее крупных взрывов

№ п/п	То, ч., м., с.	Твст. Рп, [м, с]	Твст. Рg, [м,с]// Ам[нм], Тм[с]	Твст. Sp, [ м, с]	Твст. Lg, [м., с]// Ам[нм], Тм[с]	Твст. Lr[м.,с]// Ам[нм], Тм[с]
1	2	3	4	5	6	7
1.	<b>REB 19:48:48,87; <math>\sigma=8,14</math> с;</b>					
	ПН-2 19:48:50,36	-	49:47,360 10, 0,33	-	50:29,926; 9,0; 0,33	-
	ПН-1С 19:48:38	-	-	50:07	50:37 0,33	-
2.	<b>REB 20:36:01,59; <math>\sigma=0,97</math> с;</b>					
	<b>NORSAR GBF 20:35:05,0; <math>\sigma=0,05</math> с;</b>					
	ПН-2 20:36:00,00	36:49,729	36:57,379 40, 0,33	-	37:40,629; 30,0; 0,33	-
	ПН-1С 20:36:01,71	36:50,2	36:57,0// 39, 0,33	37:31,0	38:04, 46,0; 0,33	38:40,0; 23,0; 1,9
	<i>Среднее между То для (ПН-2) и (ПН-1С) - 20:36:00,85</i>					
3.	ПН-2 20:55:38,90	-	-	-	57:18,9; 3,0; 0,33	-
4.	<b>ПН-2 20:57:15,80</b>	-	-	-	58:55,8; 1,8; 0,33	-
5.	<b>ПН-2 21:07:17,00</b>	-	-	-	08:57,0; 1,8; 0,33	-
6.	<b>REB 21:09:52,54; <math>\sigma=3,39</math> с;</b>					
	<b>NORSAR GBF 21:09:24,0; <math>\sigma=0,28</math> с;</b>					
	ПН-2 21:09:53,68	10:43,735	10:50,685 30, 0,33	-	11:32,180; 30,0; 0,33	-
	ПН-1С 21:09:55,71	10:44,15	10:51,0// 40, 0,33	11:23,0	12:09,0 47,7; 0,33	12:58,0; 16,0; 1,7
	<i>Среднее между То для (ПН-2) и (ПН-1С) - 21:09:54,70</i>					
7.	<b>REB 21:13:54,48; <math>\sigma=2,06</math> с;</b>					
	<b>NORSAR GBF 21:13:41,0; <math>\sigma=0,56</math> с;</b>					
	ПН-2 21:13:52,58	14:43,135	14:49,58 40, 0,33	-	15:32,685; 29,4; 0,33	-
	ПН-1С 21:13:53,94	14:42,48	14:49,23// 18, 0,33	15:21,0	15:52,0; 20,0; 0,33	16:43,0; 20,0; 1,8
	<i>Среднее между То для (ПН-2) и (ПН-1С) - 21:13:53,66</i>					
8.	ПН-2 21:19:38,00	-	20:33,36	-	21:21,18,0; 8,9; 0,33	-
9.	ПН-2 21:23:45,40	24:35,5	24:42,4	-	21:25,42,2; 15,6; 0,33	-
	ПН-1С 21:23:46,91	-	24:42,2 18, 0,33	-	25:45,0 66,8; 0,33	26:40,0; 14,0; 1,7
	<i>Среднее между То для (ПН-2) и (ПН-1С) - 21:23:46,05</i>					
10.	<b>REB 21:38:39,58; <math>\sigma=7,74</math> с;</b>					
	ПН-2 21:39:09,70	-	39:33,385 4, 0,33	-	40:49,7 2,7; 0,33	-
11.	ПН-2 21:47:12,80	-	-	-	21:48:52,8 5,1; 0,33	-
12.	ПН-2 21:49:21,80	-	-	-	21:51:01,8; 4,2; 0,33	-
13.	<b>REB 22:00:45,82; <math>\sigma=428,3</math> с;</b>					
	ПН-1С 22:03:07,71	-	04:03,0	04:27,0	21:51:00,0; 31,8; 0,33	05:40,0;
1	2	3	4	5	6	7
	ПН-2 22:03:28,20	-	-	-	22:05:08,2 4,5; 0,33	-
	<i>Среднее между То для (ПН-2) и (ПН-1С) - 22:03:17,95</i>					
14.	ПН-2 22:06:23,30	-	-	-	22:08:03,3 2,4; 0,33	-
15.	<b>REB 22:23:46,70; <math>\sigma=7,47</math> с;</b>					
	ПН-2 22:24:45,20	-	-	-	26:25,2; 6,0; 0,33	-
16.	ПН-2 22:29:13,70	-	-	-	22:30:53,7 10,2; 0,33	-
17.	ПН-2 22:31:54,80	-	-	-	22:33:34,8 4,5; 0,33	-

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ И АКУСТИЧЕСКИХ ВОЛН ОТ ХИМИЧЕСКИХ ВЗРЫВОВ НА БОЛЬШИХ РАССТОЯНИЯХ

1	2	3	4	5	6	7
18.	ПН-2 22:38:21,20	-	-	-	22:40:01,2 2,7; 0,33	-
19.	ПН-2 22:44:22,20	-	-	-	22:45:02,2 2,4; 0,33	-
20.	REB 22:48:05,95; $\sigma=401,4$ с;					
	ПН-2 22:49:21,90	-	-	-	22:51:01,9 8,4; 0,33	-
21.	ПН-2 22:52:18,00	-	-	-	22:53:58,0 5,1; 0,33	-
22.	REB 23:10:08,56; $\sigma=384,8$ с;					
	NORSAR GBF 23:12:34,0; $\sigma=0,12$ с;					
	ПН-1С 23:12:32,71	-	13:27,0	13:57,0	14:15,0	14:33,0; 10,0; 1,7
	ПН-2 23:12:44,50	-	13:33,4 13, 0,33	-	14:24,5; 12; 0,33	-
	<b>Среднее между <math>T_0</math> для (ПН-2) и (ПН-1С) - 23:12:38,61</b>					
Примечание: 1) $T_0$ по данным ПН-2 и ПН-1С определены как разность между временем вступления волны P <sub>g</sub> и временем пробега этой волны до ПН-1Са - 55,29 с (соответствует дальности 320 км по годографу IASPEI-1991) и ПН-2 – 57,00 с (для дальности 340 км), а также для ПН-2 как разность между моментом наступления максимума волны L <sub>g</sub> и средним временем пробега этой волны до станции ПН-2 - 1:40,05±00:1,36 (по 5 определениям); 2) $T_0$ взрыва, определённое согласно пункту 1, использован в дальнейшем в предположении, что все взрывы произошли на территории арсенала; 3) Периоды колебаний волн P <sub>g</sub> и L <sub>g</sub> приняты равными 0,33 с, несмотря на имевшиеся отклонения на величину до 0,05 сек.						

По классификации [5], а также согласно Инструкции Международного центра данных ОДВЗЯИ (IDC-5.2.1 Rev1 May 2002) первый приход является тропосферным (волна распространяется по тропосфере), второй – стратосферный, третий – термосферный. В нескольких случаях (таблица 2, столбцы 13 - 15) выделен ещё один термосферный приход, подобный третьему и отстоящий от него на 45÷60 сек. По-видимому, он является отражением инфразвуковой волны от вышерасположенного ещё одного термоинверсионного слоя.

Обычные сейсмические волны выделялись путем прогнозирования времен вступления этих волн по времени пробега акустической волны, определённого для наиболее мощного взрыва ( $T_0=20:53:02$ , данные REB). Для этого взрыва достаточно чётко выделяются вступления волн P<sub>n</sub>, P<sub>g</sub>, S<sub>n</sub>, L<sub>g</sub> и LR. По годографу IASPEI-1991 для ПН-1 с эпицентральной расстоянием 320 км определялись времена пробега указанных волн и с их учётом находились времена взрывов. Далее по этим временам пробега уточнялась оценка времени для каждого взрыва, в основном по временам пробега наиболее четко выделяемых волн P<sub>g</sub> и L<sub>g</sub>. При этом предполагалось, что взрывы локализованы в пределах территории арсенала, а трасса и скорость распространения акустиче-

ской волны во время всей серии взрывов оставались неизменными. Поперечные и поверхностные волны, как короткопериодные, так и длиннопериодные, использовались в основном при определении типов сейсмических волн, для которых характерно устойчивое положение относительно друг друга. Так, поперечная волна S<sub>n</sub> вступает примерно через 36 сек после чётко выделяемой волны P<sub>g</sub>. Затем через 30 сек - плавное нарастание короткопериодной поверхностной волны L<sub>g</sub> заканчивается максимумом, от которого максимум LR отстоит ещё на 70 сек. Поверхностные волны отличаются увеличенным периодом колебаний. Так, волна LR имеет период 1,9 сек и скорость распространения около 1,9 км/с. Период волны L<sub>g</sub> мало отличается от периодов продольных и поперечных волн и обычно находится в пределах 0,3 - 0,5 сек, скорость распространения составляет примерно 2,7 км/с. Однако невысокая эффективность сейсмической регистрации в ПН-1 не позволила определить времена более, чем для 5÷6 наиболее мощных взрывов. Дополнительно были привлечены сейсмические данные ПН-2 (340 км). На рисунке 2 показано соответствие сейсмических сигналов, зарегистрированных на ПН-2, акустическим сигналам ПН-5.

Таблица 2. Взрывы в Удмуртии 2 июня 2011 г. Параметры акустических сигналов, зарегистрированных в ПН-1 автоматизированным геофизическим комплексом

№ п/п	$T_0$ ч:м:с/ в с	Тип сиг- нала	t пр.1 ч:м:с/ время пробега, [с]	A max1 [Па]	T max, [с]	t пр.2- пр.1, [с]	A max2 [Па]	T max2 [с]	t пр.3- пр.1, [с]	A max3 [Па]	Знак и к-во КВП /длит, [с]	t пр.4- пр.3, [с]	A max4 [Па]	Знак и к-во КВП /длит, [с]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	19:48:50/ -670	+	20:05:50/ 350	0,500	2,32	105	0,065	4,9	238	0,217	+3/39	-	-	-
2	20:32:23/ 1953	**	20:49:30/ 2970	0,133	0,5	-	-	-	263	0,210	-1/10	-	-	-
3	20:36:01/ -	+	20:52:58/ -	1,900	2,10	102	0,317	4,7	227	0,689	+3/20	-	-	-

**ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ И АКУСТИЧЕСКИХ ВОЛН ОТ ХИМИЧЕСКИХ ВЗРЫВОВ НА БОЛЬШИХ РАССТОЯНИЯХ**

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	2161		3178											
4	20:47:03/ 2833	**	21:06:10/ 3970	0,146	0,5	-	-	-	220	0,075	+5/20	-	-	-
5	20:55:00/ 3300	+	21:12:04/ 4324	0,847	1,94	100	0,043	4,8	242	0,263	+3/23	-	-	-
6	21:02:36/ 3756	**	21:19:38/ 4778	0,113	1,8	105	0,024	3,6	215	0,097	-5/29	-	-	-
7	21:07:17/ 4037	**	21:23:41/ 5021	0,150	0,6	-	-	-	225	0,145	e5/25	-	-	-
8	21:09:55/ 4195	+	21:26:53/ 5213	1,250	2,80	106	0,542	4,5	212	0,404	+3/40	-	-	-
9	21:13:54/ 4434	+	21:30:47/ 5447	1,240	3,00	100	0,377	4,1	212	0,847	+3/25	46	0,375	+1/25
10	21:19:38/ 4778	+	21:36:39/ 5799	0,283	1,94	-	-	-	212	0,404	+3/16	-	-	-
11	21:21:20/ 4880	**	21:38:15/ 5895	0,190	0,60	-	-	-	212	0,300	-3/17	-	-	-
12	21:23:46/ 5026	+	21:40:42/ 6042	0,850	2,80	104	0,258	2,32	207	0,675	+3/20	43	0,682	+1/9
13	21:32:47/ 5567	**	21:49:57/ 6597	0,110	0,60	-	-	-	206	0,172	+5/37	-	-	-
14	21:39:10/ 5950	**	21:55:52/ 6952	0,320	0,60	-	-	-	212	0,319	+4/25	-	-	-
15	21:45:52/ 6352	**	22:03:00/ 7380	0,320	0,60	-	-	-	200	0,263	+7/50	-	-	-
16	21:47:13/ 6433	**	22:04:40/ 7480	0,260	0,60	-	-	-	200	0,225	+6/50	-	-	-
17	22:03:18/ 7378	***	22:20:05/ 8405	0,400	1,84	100	0,065	4,3	212	0,218	+5/31	38	0,145	-2/25
18	22:06:23/ 7583	***	22:23:09/ 8589	0,310	2,15	90	0,026	4,5	200	0,075	+5/20	30	0,063	-1/15
19	22:21:53/ 8513	***	22:38:56/ 9536	0,190	0,6+2,8	85	0,208	3,0	200	0,089	+2/18	44	0,089	+2/20
20	22:24:45/ 8685	***	22:40:45/ 9645	0,300	0,86+2,9	86	0,118	4,45	200	0,218	+5/26	44	0,113	+3/22
21	22:29:14/ 8922	***	22:45:44/ 9944	0,410	0,6+2,8	93	0,111	5,0	210	0,259	+3/25	38	0,131	+2/20
22	22:31:55/ 8995	***	22:48:31/ 10111	0,360	0,6+3,6	102	0,092	4,3	200	0,220	+10/25	45	0,109	+3/25
23	22:37:42/ 9462	***	22:54:40/ 10480	0,310	0,7+4,4	125	0,027	5,0	200	0,283	+3/17	-	-	-
24	22:38:21/ 9501	***	22:55:50/ 10550	0,190	0,76 +4,0	-	-	-	200	0,259	+3/13	-	-	-
25	22:39:23/ 9563	***	22:56:39/ 10599	0,130		-	-	-	204	0,194	e1/6	-	-	-
26	22:41:17/ 9677	***	22:58:19/ 10699	0,102		-	-	-	197	0,167	+2/15	45	0,167	+3/12
27	22:42:00/ 9720	***	22:59:02/ 10742	0,128		-	-	-	231	0,089	-2/21	-	-	-
28	22:49:22/ 10148	***	23:06:10/ 11170	0,390	0,7+3,4	90	0,070	4,5	200	0,360	+3/27	52	0,128	+3/20
29	22:50:57/ 10257	***	23:08:26/ 11306	0,300	0,7+3,5	-	-	-	200	0,334	+3/13	46	0,181	+3/23
30	23:12:32/ 11552	+	23:29:20/ 12560	0,670	2,3	100	0,232	4,6	184	0,646	+3/31	57	0,150	-2/31
Средняя величина ± СКО, [с]						99,5 ±9,4			211 ±19			44 ±6,5		

Примечание: Время в столбце «2» (в секундах) отсчитывается от 20:00:00; 1 – подчеркнутый номер взрыва означает, что его время взято из таблицы 1; +\*- сигнал начинается с высокочастотных колебаний (T=0,5±0,7 с) небольшой амплитуды (2Ам = 0,01÷0,03 Па) и длительности от 3 до 24 сек. Далее чётко прорисовываются фаза сжатия (положительный первый КВП) и разряжения, переходящие в колебания с основным периодом 2-3 сек; \*\* - сигнал характеризуется начальными высокочастотными колебаниями (T=0,5±0,7 с). Через 4÷10 сек период увеличивается до 1,4 сек, затем до 1,8 сек, при котором амплитуда колебаний достигает максимума. Ни фаза сжатия, ни фаза разряжения не выделяются.

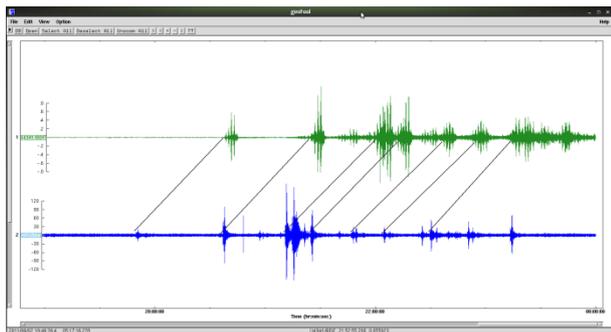
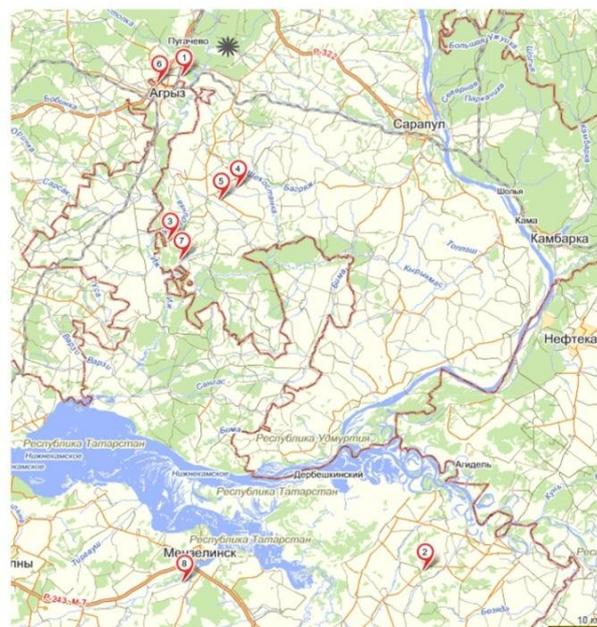


Рисунок 2. Примеры соответствия сейсмическим сигналам, принятым на ПН-2 (340 км), акустических сигналов, принятых на ПН-5 (976 км), в течение всего периода взрывов 2.06.2011 г.

Времена максимумов волны Lg сигналов ПН-2 и времён взрывов, определённых по ним, сведены вместе с данными ПН-1С (320 км) в таблицу 1. Эти времена для 22 взрывов используются в дальнейшем для анализа времён пробега акустических волн, при этом погрешность определения времени взрывов обеспечена, по всей вероятности, с ошибкой не более 10 сек. Для остальных зарегистрированных взрывов их времена определены как разность между временем вступления акустической волны на ПН-1 и средним временем пробега акустической волны от центра арсенала до ПН-1 (1020 сек по 6 определениям).

Результаты определений координат и времён взрывов, опубликованных в РЕВ, в дальнейшем не использовались, поскольку проверка точности определения координат 9 мощных взрывов показала, что диапазон разброса мест взрывов на карте масштаба 1:650000

(рисунок 3) составил: 88,91 км по меридиану и 53,37 км по параллели, что больше чем на порядок превысило разумные размеры арсенала «Пугачёво». Эти места попали не только в Малопургинский, Агрызский и Ниясовский районы Республики Удмуртии, но даже в Республику Татарстан (2 взрыва).



Местоположение взрывов: 1, 6 – Малопургинский район Удмуртии; 2, 8 – Республика Татарстан; 3, 7 – Агрызский район Удмуртии; 4, 5 – Киясовский район Удмуртии

Рисунок 3. Карта-схема местоположения наиболее крупных взрывов 02.06.2011 г. по данным бюллетеня РЕВ

Таблица 3. Взрывы в Удмуртии 2 июня 2011 г. Сопоставление параметров акустических и сейсмоакустических волн, зарегистрированных в ПН-1

№ п/п	t вст А-волны в ч:м:с	P max, [Па]/ T <sub>рm</sub> , [с]	t Pmax, в [с] от t вст	A max СА-волны, [нм]/ T <sub>A са</sub> , [с]	t A са max в [с] от t вст	t вст СА-волны от t вст, [с]	A вст СА-волны [нм]/ T <sub>A</sub> [с]	t вст Р, соотв. вст СА-волны в [с]	P, соотв. вст. СА-волны в [Па]/ T <sub>p</sub> [с]	t вч вст/ t max СА, в [с] от t вст	A вч/ T вч [нм]/ [с]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1.	20:05:55	0,500/ 2,00	15,0	182/ 1,70	8,0	3,0	4,45/ 0,65	4,0	0,106/ 0,63	7,0/ 14,0	6,3/ 0,15
2.	20:49:30	0,129/ 0,82	3,0	88/ 0,12	2,0	0,0	0,22/ 0,12	-	-	0,0/ 2,0	0,88/ 0,12
3.	20:36:01	1,900/ 2,00	12,0	187/ 0,66	13,0	7,0	4,82/ 0,50	8,0	0,077/ 0,60	9,0/ 17,0	3,5/ 0,13
4.	21:06:10	0,070/ 1,80	10,0	14/ 0,43	1,0	0,0	1,4/ 0,43	1,5	0,019/ 0,43	3,3/ 16,0	1,4/ 0,10
5.	21:12:24	0,350/ 1,52	1,8	50/ 0,60	8,0	3,2	2,3/ 0,54	4,7	0,029/ 0,54	0,0/ 8,5	1,6/ 0,11
6.	21:19:38	0,120/ 1,74	15,0	85/ 1,80	17,5	0,5	5,4/ 1,80	3,0	0,190/ 0,52+1,70	0,0/ 20,0	0,5/ 0,10
7.	21:23:41	0,130/ 2,0	8,0	29/ 0,43	1,0	0,0	2,9/ 0,60	0,9	0,046/ 0,60	0,0/ 15,0	1,9/ 0,13
8.	21:24:57	0,030/ 1,75	3,0	24/ 0,43	10,0	4,0	1,8/ 0,43	5,0	0,056/ 0,6	0,0/ 18,0	0,8/ 0,10
9.	21:26:53	1,250/ 2,0	2,2	77/ 1,0	9,8	0,0	0,40/ 0,45	1,0	0,028/ 0,45	4,6/ 12,4	4,8/ 0,10

**ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ И АКУСТИЧЕСКИХ ВОЛН ОТ ХИМИЧЕСКИХ ВЗРЫВОВ НА БОЛЬШИХ РАССТОЯНИЯХ**

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
10.	21:30:47	0,240/ 2,5	17,0	149/ 0,54	10,3	1,0	0,6/ 0,15	0,0	0,017/ 0,53	10,3/ 10,3	2,2/ 0,10
11.	21:36:39	0,280/ 2,3	10,0	136/ 0,80	11,0	0,0	2,1/ 0,54	0,0	0,029/ 0,54	0,0/ 7,2	1,5/ 0,10
12.	21:38:15	0,190/ 1,9	11,4	56/ 0,8	5,5	1,8	2,6/ 0,5	1,8	0,007/ 0,5	0,0/ 8,8	0,3/ 0,11
13.	21:40:42	0,850/ 2,2	11,5	171/ 0,45	10,0	1,0	4,5/ 0,3	3,0	0,034/ 0,65	4,0/ 8,0	1,2/ 0,13
14.	21:49:57	0,110/ 2,3	14,2	26/ 0,43	7,5	0,3	2,2/ 0,43	1,0	0,027/ 0,43	0,0/ 8,0	0,8/ 0,10
15.	21:55:52	0,320/ 0,8	7,0	10/ 0,125	1,0	1,0	1,0/ 0,125	1,0	0,012/ 0,65	0,0/ 1,2	1,0/ 0,125
16.	22:03:00	0,320/ 2,0	17,0	80/ 0,6	11,5	0,0	1,3/ 0,44	0,0	0,009/ 0,59+2,0	0,0/ 19,0	0,8/ 0,10
17.	22:04:40	0,260/ 2,0	10,5	35/ 0,45	2,0	0,0	3,5/ 0,45	2,0	0,085/ 0,65	0,0/ 5,5	8,8/ 0,10
18.	22:06:25	0,090/ 0,48	2,0	33/ 0,40	0,8	0,0	3,3/ 0,40	0,7	0,046/ 0,48	0,0/ 8,2	0,8/ 0,20
19.	22:20:20	0,400/ 1,8	8,9	83/ 0,54	1,1	0,0	8,3/ 0,54	2,0	0,133/ 0,50	2,0/ 3,9	0,9/ 0,10
20.	22:23:56	0,310/ 1,8	5,9	145/ 0,43	1,5	0,0	14,5/ 0,43	2,2	0,118/ 0,56	0,0/ 5,0	0,45/ 0,10
21.	22:32:00	0,045/ 0,5	3,0	35/ 0,54	4,9	0,0	0,9/ 0,47	0,9	0,017/ 0,5	1,0/ 5,1	0,7/ 0,10
22.	22:38:56	0,190/ 2,3	10,0	57/ 0,65	5,5	0,0	1,8/ 0,69	0,3	0,051/ 0,75	0,0/ 11,6	1,0/ 0,10
23.	22:41:01	0,300/ 1,7	11,6	39/ 0,65	6,8	0,0	2,3/ 0,47	1,0	0,024/ 0,54	0,0/ 12,0	0,3/ 0,10
24.	22:45:44	0,410/ 2,0	25,0	80/ 0,60	20,0	15,0	7,0/ 0,57	16,0	0,092/ 0,69	0,0/ 25,0	1,3/ 0,11
25.	22:48:31	0,360/ 0,8	23,0	146/ 0,54	21,1	13,5	0,7/ 0,3	13,5	0,041/ 0,54	0,0/ 10,0	1,0/ 0,12
26.	22:54:40	0,310/ 2,0	15,5	192/ 0,54	13,5	0,5	0,9/ 0,49	1,9	0,041/ 0,75	0,0/ 13,0	4,9/ 0,10
27.	22:55:41	0,190/ 1,7	8,5	27/ 0,49	7,0	0,5	5,0/ 0,75	1,1	0,029/ 0,8	0,0/ 11,0	0,7/ 0,11
28.	22:56:39	0,130/ 3,0	17,0	123/ 0,87	7,0	6,0	12,3/ 0,87	6,9	0,027/ 0,6	0,0/ 14,0	1,3/ 0,10
29.	22:58:19	0,130/ 0,5	4,1	43/ 0,43	4,1	0,0	2,0/ 0,43	1,5	0,029/ 0,7	0,0/ 3,5	0,7/ 0,10
30.	22:59:02	0,125/ 2,0	9,3	60/ 0,45	5,0	0,0	4,6/ 0,54	1,5	0,111/ 0,76	0,0/ 12,5	1,6/ 0,10
31.	23:06:10	0,360/ 2,0	30,0	118/ 0,54	11,7	0,0	5,2/ 0,54	1,1	0,092/ 0,68	0,0/ 15,5	3,2/ 0,1
32.	23:06:22	0,387/ 2,3	16,0	120/ 0,75	5,0	4,5	12,0/ 0,75	5,6	0,230/ 0,75	0,0/ 16,0	1,4/ 0,10
33.	23:08:12	0,445/ 3,2	10,0	40/ 0,6	4,5	0,0	3,1/ 0,6	0,5	0,063/ 0,75	0,0/ 9,0	1,2/ 0,1
34.	23:09:15	0,150/ 3,0	10,0	38/ 0,8	1,0	0,0	3,8/ 0,8	1,0	0,073/ 0,8	0,0/ 5,0	0,8/ 0,1
35.	23:10:00	0,090/ 1,9	12,0	66/ 0,7	11,0	10,0	6,2/ 0,2	13,0	0,080/ 1,0	0,0/ 14,0	0,9/ 0,1
36.	23:10:45	0,096/ 0,54	11,0	32/ 0,42	3,0	2,5	3,2/ 0,42	2,5	0,039/ 0,54	0,0/ 11,0	0,9/ 0,15
37.	23:12:40	0,133/ 2,60	25,0	135/ 0,7	14,1	13,8	13,5/ 0,7	14,0	0,162/ 0,64	0,0/ 13,8	4,2/ 0,10
38.	23:16:00	0,133/ 2,0	15,7	68/ 0,81	6,7	5,6	6,8/ 0,81	7,8	0,102/ 0,81	0,0/ 6,2	2,8/ 0,10
39.	23:20:20	0,114/ 0,54	6,5	49/ 0,54	6,0	4,5	4,9/ 0,54	5,7	0,082/ 0,54	0,0/ 14,0	0,7/ 0,10
40.	23:22:30	0,104/ 0,51	3,6	44/ 9,57	1,7	0,0	4,4/ 0,57	1,7	0,070/ 0,51	0,0/ 7,6	0,6/ 0,1
41.	23:27:05	0,114/ 0,79	2,0	43/ 0,65	0,5	0,0	4,3/ 0,65	2,9	0,070/ 0,79	0,0/ 10,0	1,3/ 0,1
42.	23:29:20	0,670/ 2,2	16,0	58/ 0,1	11,0	3,1	2,4/ 0,43	4,0	0,039/ 0,8	9,0/ 12,0	5,8/ 0,1
Средние значения		$1/42 \cdot \sum_{42}^1 (tP_{max} - tA_{max}) \pm \sigma = (5,55 \pm 3,81) \text{ с}$			$1/42 \cdot \sum_{42}^1 (t_{встС} A_{волны} - t_{нач} A_{волны}) \pm \sigma = (2,43 \pm 3,97) \text{ с}$			$1/42 \cdot \sum_{42}^1 (t_{вст} A - t_{вст} C A) \pm \sigma = (1,15 \pm 0,79) \text{ с}$			

На рисунке 4 показаны синхронно развёрнутые акустический и сейсмоакустические (СА) сигналы от одного взрыва, привязанные к единому времени. Чётко прослеживается соответствие по времени увеличение амплитуды колебаний сейсмоакустических волн в моменты увеличения амплитуды колебаний акустической волны, особенно в момент вступления первого цуга акустической волны и на протяжении всей его длительности. Сопоставление параметров акустических и сейсмоакустических волн проведено на основании измеренных параметров эти волн, сведённых в таблицу 4.

Благодаря совместному использованию акустических и СА-сигналов при детальном анализе удалось увеличить число выделенных сигналов, зарегистрированных на ПН-1 взрывов с 30 (таблица 2) до 42 (таблица 3). В спектре колебаний СА-волн чётко выделяются два преобладающих периода:

- 0,4±0,9 сек - характерны для начального участка, соответствующего фазе сжатия акустической волны для сильных взрывов (для слабых фаза сжатия сама по себе не выделяется, наблюдается лишь участок колебаний с периодом порядка 0,5 сек), обычно эти колебания достигают максимума в момент, соответствующий максимуму акустической волны и продолжают с затуханием до конца акустического сигнала;

- 0,10 - 0,20 сек - высокочастотные колебания, проявляющиеся по-разному: иногда соответствуют максимуму акустических колебаний, иногда появляются в начальный момент фазы сжатия, а иногда – даже раньше вступления акустического сигнала, но с амплитудой, всё-таки изменяющейся в зависимости от интенсивности акустической волны

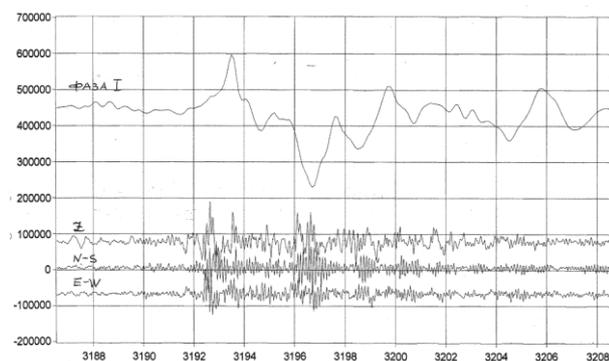


Рисунок 4. Пример одновременной записи акустической и трёх компонент сейсмоакустической волн от взрыва с  $T_0=20:36:01$

Корреляции между максимальной амплитудой высокочастотных колебаний и максимальной амплитудой акустических колебаний не наблюдается. На синхронных записях акустических и СА-волн чётко виден опережающий приход фазы сжатия акустической волны. Развитие записей акустических волн с периодами 0,4±0,9 сек наблюдается с отставанием от СА-волн. составляющем (1,15±0,79) сек.

Для большинства взрывов максимум СА-волны наблюдается раньше акустической, в среднем на (5,55±3,81) сек.

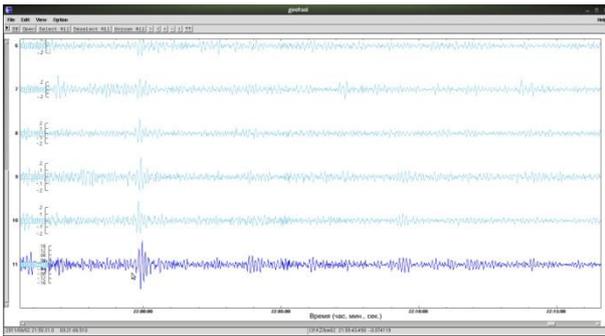
Основным отличительным признаком СА-волны является её импульсный характер, по длительности соответствующей длительности высокочастотной составляющей акустической волны (в пределах 15÷30 сек) и разница в спектральном составе: 2,5÷1,25 против 0,5÷10 Гц. Для обычных сейсмических волн длительность составляет, начиная от волны  $P_g$  и кончая затуханием волны LR, в среднем около 2 мин., а частотный состав 2÷3 Гц и 0,6 Гц для поверхностных волн Рэлея.

Сравнение данных столбцов «5» (таблица 3) и «4, 6, 7» (таблица 1) показывает, что по амплитуде СА-волна интенсивнее обычной сейсмической в 2÷5 раз. Периоды колебаний, соответствующие максимальным амплитудам, для СА-волн, как правило, в 2÷3 раза больше. Значения азимута на эпицентры взрывов достаточно стабильны для обычных сейсмических волн (порядка 280°), но имеют большой разброс для СА-волн - от 110° до 251°. Следует отметить, что измеренные азимуты существенно отличаются от направления на взрывы, определенное по карте, которое составляет 143°. Заметно различие в вертикальной поляризации этих волн: у СА-волн она намного сильнее, а в горизонтальной плоскости у тех и других волн поляризация наиболее выражена в направлении восток-запад.

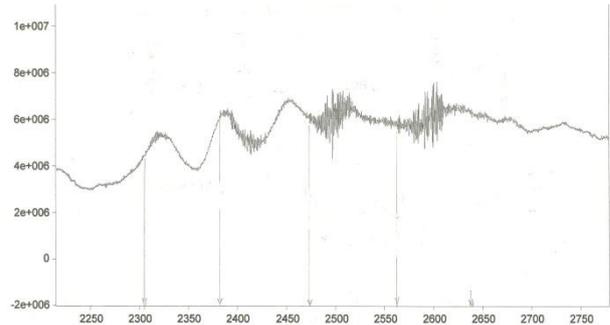
#### АНАЛИЗ АКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ ОТ ВЗРЫВОВ 2.06.2011 Г. В ДИАПАЗОНЕ РАССТОЯНИЙ ОТ 320 ДО 1644 КМ

Первое, что необходимо отметить, это резкое отличие форм акустических сигналов для ПН-1 (320 км) и для всех остальных ПН, находящихся на расстояниях больше 320 км. К сожалению, отсутствовали ПН в диапазоне расстояний от 320 до 780 км, и поэтому нельзя определённо назвать конкретное расстояние, на котором происходит трансформация формы. На рисунке 5 приведены примеры сигналов от взрывов 2.06.2011 г., зарегистрированных на расстояниях от 320 км до 1644 км.

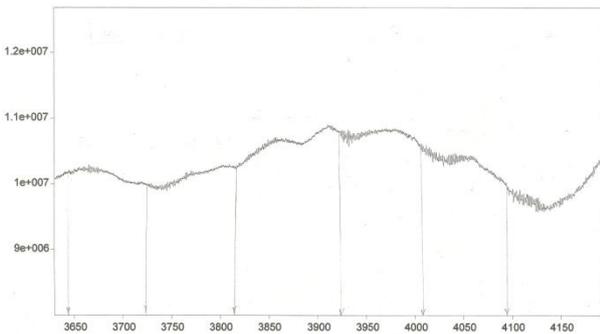
С увеличением расстояния до пункта наблюдения форма сигналов становится существенно проще, чем на ПН-1 (рисунок 1). Так, на ПН-3 (780 км) - рисунок 5а, выделенный сигнал, соответствующий взрыву с  $T_0=21:13:54$ , представляет собой приход акустической волны в виде видеоимпульса, колебания в котором происходят со средним периодом около 8,0 сек. В сигнале насчитывается 10 КВП, а длительность импульса составляет 20 сек. При дальнейшем увеличении расстояния акустический сигнал видоизменяется, как бы «расщепляется» на отдельные цуги. Особенно ярко это проявляется на записях в ПН-4 (967 км) и ПН-5 (976 км) – рисунки 5-б, 5-в. Первый и единственный приход разбивается на несколько «волновых пакетов» сгибающимися в виде «видеоимпульсов».



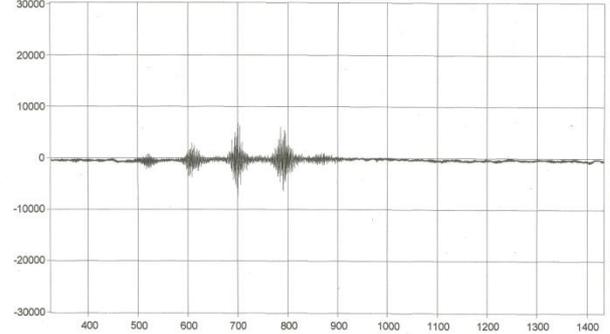
а – сигнал на ПН-3 (780 км) от взрыва с  $T_0 = 21:13:54$ -



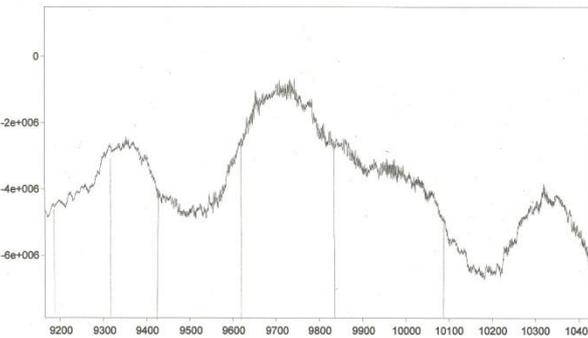
б – сигнал на ПН-4 (967 км) от взрыва с  $T_0 = 19:48:50$



г – сигнал на ПН—6 (1205 км) от взрыва с  $T_0 = 19:48:50$



в – сигнал на ПН—5 (976 км) от взрыва с  $T_0 = 19:48:50$



д – сигнал на ПН-7 (1644 км) от взрыва с  $T_0 = 21:09:47$

Рисунок 5. Примеры акустических сигналов, принятых на расстояниях от 320 до 1644 км от взрывов

Для взрывов с  $T_0 = 19:48:50$  и  $T_0 = 20:36:01$  параметры сигналов могут быть описаны как волновой пакет длительностью  $332 \div 355$  сек, состоящий из 5 отдельных коротких цугов, причём первый из них по амплитуде составляет  $0,14 \div 0,18$  от максимальной амплитуды огибающей общего цуга. Максимальные амплитуды отдельных цугов отстоят друг от друга на  $80 \div 100$  сек, а максимальная амплитуда наибольшего цуга отстоит от начала сигнала на  $180 \div 280$  сек, т.е., приходится на  $3 \div 4$  цуги. На расстояниях 1405 км (ПН-6) и 1644 км (ПН-7) – рисунки 5 –г, 5-д, - количество отдельных цугов в общем сигнале увеличивается, также как увеличивается длительность самого сигнала. Так, сигнал в ПН-6 (рисунок 5 –г) от взрыва с  $T_0 = 20:36:01$  состоит из 7 отдельных цугов и имеет продолжительность 450 сек. Характер увеличения амплитуды сигнала от начала к  $3 \div 4$  цугу остаётся прежним. Для сигналов ПН-7 приведённое описание подтверждается, но поскольку сигнал на

этом расстоянии сильнее затухает и хуже выделяется из фона, то и разделение сигнала на отдельные цуги проявляется значительно слабее. Средний период колебаний, заполняющих отдельные цуги, для всех ПН, удалённых от взрывов более чем на 780 км, довольно стабилен и укладывается в диапазон  $0,7 \div 1,3$  сек. Описанная форма сигналов имеет важное значение при выделении их из фона и для учёта при привязке сигналов к единому времени.

Тот факт, что минимальная амплитуда акустического сигнала соответствует первому приходу акустической волны на ПН, подтверждают данные таблицы 4, где сведены воедино все времена вступлений акустических волн, определённых вышеописанным способом. Контроль осуществлялся по величине скорости распространения инфразвуковых волн. График в координатах «расстояние – максимальная амплитуда» может быть использован в целях проверки калибровки инфразвуковых станций по реальным сигналам.

**ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ И АКУСТИЧЕСКИХ ВОЛН ОТ ХИМИЧЕСКИХ ВЗРЫВОВ НА БОЛЬШИХ РАССТОЯНИЯХ**

*Таблица 4. Взрывы в Удмуртии 2 июня 2011 г. Времена вступлений, максимальные амплитуды колебаний и скорость распространения акустических волн для пунктов наблюдения, удалённых от места взрывов на расстояние от 320 до 1644 км*

№ п/п	Время взрыва (UTC), час:мин:сек (секунды от 20:00:00)	ПН-1 (320 км) час:мин:с// км/с//Па	ПН-3 (780 км) час:мин:с// км/с//Па	ПН-4 (967 км) час:мин:с// км/с//Па	ПН-5 (976 км) час:мин:с// км/с//Па	ПН-6 (1405 км) час:мин:с// км/с//Па	ПН-7 (1644 км) час:мин:с// км/с//Па
1	2	3	4	5	6	7	8
1	19:48:50 (-670)	20:05:55/0,31/0,50	20:27:40/0,33/	20:38:05/0,33/2,13	20:38:00/0,33/	21:00:39/0,33/0,13	21:11:40/0,33/след *
2	20:32:33 (1953)	20:49:30/0,13	-	/след	21:22:48/	-	-
3	20:36:01 (2161)	20:52:58/0,31/1,90	21:14:50/0,33/	21:25:30/0,32/4,26	21:25:20/0,33/	21:40:30/0,36/0,41	21:55:00*/0,35/0,21
4	20:47:13 (2833)	21:06:10/	-	21:37:50/0,35	21:37:35/	-	-
5	20:55:39 (3339)	21:12:24/0,32/0,35	-	21:44:40/0,33/1,33	21:44:41/0,33/	22:06:40/0,33/0,07	-
6	21:07:17 (4037)	21:23:41/	-	21:53:40/0,70	21:53:49/	-	-
7	21:09:55 (4195)	21:26:53/0,31/1,25	21:49:30/0,33/	21:58:33/0,33/4,78	21:58:50/0,33/	22:21:20/0,33/0,46	22:35:00/0,32/0,27
8	21:13:54 (4434)	21:30:47/0,31/1,24	21:59:30*/0,28/0,25	22:02:30*/0,33/5,33	22:02:30*/0,33/	22:27:10*/0,32/0,54	22:40:00*/0,32/0,24
9	21:19:38 (4778)	21:36:39/0,31/0,28	-	-	-	-	-
10	21:21:20 (4880)	21:38:15/0,31/0,19	-	-	-	-	-
11	21:23:46 (5026)	21:40:42/0,31/0,85	-	22:12:00/0,33/5,06	22:12:00/0,34/	22:36:20*/0,32/0,42	22:48:20/0,32/0,33
12	21:32:47 (5567)	21:49:57/0,31/0,11	-	22:24:05/0,31/0,07	22:24:15/0,32/	22:45:00*/0,32/0,04	-
13	21:39:10 (5950)	21:55:52/0,32/0,32	22:19:40/0,32/	22:28:20/0,33/2,45	22:28:16/0,33/	22:51:20*/0,32/0,1	23:03:20/0,33/0,09 *
14	21:45:52 (6352)	22:03:00/0,31/0,32	-	22:35:50/0,32/2,27	22:35:51/0,32/	22:54:40*/0,34/0,2	23:10:00/0,32/след
15	21:47:13 (6433)	22:04:40/0,31/0,26	-	22:37:00/0,32/1,72	22:37:02/0,33/	22:58:50/0,3	-
16	21:49:22 (6562)	22:06:25/0,31/0,09	-	-	-	-	-
17	22:03:18 (7378)	22:20:20/0,31/0,40	22:40:00/0,35/	22:52:20/0,33/1,82	22:52:30/0,33	23:15:00/0,32/0,15	23:25:00/0,33/след
18	22:06:23 (7583)	22:23:56/0,30/0,31	-	22:55:20/0,33/1,46	22:56:00/0,33/	23:20:00/0,32/0,12	-
19	22:21:53 (8513)	22:38:56/0,31/0,19	-	23:12:30/0,32/1,91	23:12:24/0,32/	23:33:20/0,33/0,17	-
20	22:24:45 (8685)	22:41:01/0,33/0,30	-	23:18:00/0,30/2,36	23:17:30/0,31/	23:36:40/0,32/0,14	-
21	22:29:14 (8922)	22:45:44/0,32/0,41	-	23:20:00/0,31/1,35	23:20:07/0,32/	23:40:50/0,32/0,26	23:50:00/0,34/0,06
22	22:31:55 (8995)	22:48:31/0,32/0,36	-	-	-	23:44:10/0,31/0,29	-
23	22:37:42 (9462)	22:54:40/0,32/0,31	-	23:28:20/0,32/2,19	23:28:30/0,32/	23:50:50/0,32/0,14	23:59:00/0,34/0,05
24	22:38:21 (9501)	22:55:41/0,31/0,19	-	-	-	-	-
25	22:39:23 (9563)	22:56:39/0,31/0,13	-	23:30:00/0,32/0,90	23:30:07/0,32/	-	-
26	22:44:22 (9862)	22:58:19/0,31/0,13	-	-	-	-	-
27	22:49:22 (10162)	23:06:10/0,31/0,39	-	23:40:00/0,32/1,82	23:40:00/0,32/	24:02:50/0,32/0,15	24:13:20/0,32/0,08
28	22:50:57 (10257)	23:08:12/0,32/0,30	-	-	-	-	-
29	22:52:18 (10338)	23:09:15/0,31/).1	-	-	-	24:05:50/0,32/0,14	-
30	23:12:32 (11552)	23:29:20/0,31/0,67	23:53:30/0,32/	Отс. материалы	00:02:45/0,32/	24:25:00/0,32/0,44	24:38:20/0,32/0,11

Примечание: \* неуверенное выделение сигнала, в большинстве случаев на фоне записи предыдущего; « - » - сигнал не выделяется из фона; подчёркнутый № в первом столбце- время взрыва определено по сейсмическим данным; залитая строка - наиболее уверенное выделение сигнала

**ОЦЕНКА МОЩНОСТИ ВЗРЫВОВ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ И АКУСТИЧЕСКИМ ДАННЫМ ПН-1 И ПН-2**

Оценка мощности взрывов по сейсмическим данным выполнены с использованием зависимости, приведённой в [6]:

$$\log Y = 0,95 \log A_{\max} + 1,697 \log \Delta - 0,716 \quad (1)$$

Здесь:  $Y$  – мощность взрыва обычного взрывчатого вещества, кг;  $A_{\max}$  – максимальная амплитуда  $P$  ( $P_g$ ) – волны, мкм;  $\Delta$  - эпицентрального расстояние, км.

Величины максимальных амплитуд волн  $P_g$ ,  $L_g$ , и  $LR$  взяты из таблицы 1, эпицентрального расстояния для ПН «Киров» – 320 км, для ПН «Арти» - 340 км. Результаты расчётов сведём в таблицу 5.

Оценка мощности с использованием поверхностных волн Рэлея  $LR$  проведена по известной формуле [6]:

$$M_L = \log (A/T)_{\max} + 1,66 \log \Delta + 3,3,$$

где  $(A/T) = (A/2\pi)$  – при переходе от скорости смещения грунта «А» к смещению «А».

Значения мощности взрыва  $Y$  (в тоннах) найдены подстановкой найденные значения  $M_L$  в формулу [6]:

$$M_L = 0,844 \log Y + 0,646 \quad (2)$$

где:  $\Delta$  эпицентрального расстояние, град.

Результаты расчетов приведены в таблице 5. Следует заметить, что оценки мощности по сейсмическим данным, по всей вероятности, являются приближительными, так как сделаны по формульной зависимости, выведенной из эмпирических данных регистрации подземных химических взрывов, произведённых в гранитах с выбросом грунта, тогда как рассматриваемые взрывы происходили в заглубленных обвалованных хранилищах и при этом большая часть всей энергии шла на образование воздушной ударной волны.

Для оценки мощности взрывов по акустическим данным использована эмпирическая формула из [8], основанная на зависимости между начальной энергией взрыва  $E_0$  и «акустическим импульсом»  $I$ :

$$E_0 [\text{кТ}] = 1,38 \cdot 10^{-10} (I [\text{кг/с}])^{1,482} \quad (3)$$

Здесь:  $2I = P \cdot \tau$ ;  $P$  – давление в Паскалях;  $\tau$  – длительность импульса в секундах;  $I = 0,5 P \cdot \tau$ , \* $1,07 \cdot 10^6$  кг/с- для взрывов на поверхности земли.

Таблица 5. Взрывы в Удмуртии 2 июня 2011 г. Результаты оценки мощности наиболее сильных взрывов, сопровождавшихся сейсмическими и акустическими волнами, зарегистрированными на ПН-1 и ПН-2

№ п/п	Время в очаге, ч:м:с	Мощность По $P_g$ (m) ПН-2/ПН-1 [6]	Мощность По $L_g$ (m) ПН-2/ПН-1 [6]	Мощность по $LR$ (m) ПН-1 [6]	Мощность по $AI$ (т), ПН-1 [8]	Соотношение мощностей, определённых по $AI$ [8] для ПН-1 и по $L_g$ [1] для ПН-2
1.	19:48:47	41/43	18/-	-	198	11,00
2.	20:32:23				128	
3.	20:36:02	179/75	80/87	93,7	365	4,56
4.	29:49:03				59	
5.	20:55:00		15/-		5	0,30
6.	21:02:36				18	
7.	21:06:39		1/-		24	24,00
8.	21:09:47	136/160	136/91	125,1	515	3,78
9.	21:13:56	179/183	134/122	111,8	766	5,71
10.	21:19:37		40/-		131	3,27
11.	21:21:13				91	
12.	21:23:49	20/75	73/51	57,8	398	5,45
13.	21:32:53				61	
14.	21:38:36		14/-		118	8,43
15.	21:45:58				56	
16.	21:47:38		25/-		107	4,28
17.	22:02:40		22/-		32	1,45
18.	22:06:07		12/-		13	1,08
19.	22:21:54				15	
20.	22:23:47		30/-		25	0,83
21.	22:28:42		49/-		62	1,26
22.	22:31:29		22/-		9	0,41
23.	22:37:38				40	
24.	22:38:48		14/-		24	1,71
25.	22:39:37				26	
26.	22:41:17				29	
27.	22:42:00		12/-		27	2,25
28.	22:49:08		41/-		112	2,73
29.	22:50:57		25/-		10	0,40
30.	23:12:33	30/55	57/58	75,1	311	5,45

При определении параметров «акустического импульса» на барограмме сложность представляло выделение первого прихода на записи, характеризующейся суперпозицией низкочастотных и высокочастотных составляющих. Поэтому была использована наиболее простая форма третьего, термосферного прихода, отстоящего от первого примерно на 210 сек. Сигнал состоит из нескольких квазиполупериодов (от 1 до 5 КВП), а по величине амплитуды не намного меньше амплитуды первого прихода. За давление «Р» принималась одинарная амплитуда, за «тг» – средняя длительность КВП колебаний этого прихода (таблица 2, столбцы 11 и 12). Результаты помещены в столбец 6 таблицы 5.

Из таблицы 5 следует, что оценка мощности взрыва по сейсмическим данным с использованием волн Lg, P<sub>g</sub> и LR дают наименьшую его величину. Максимум при этих оценках достигает 179 тонн, минимум – 1 тонн. Оценки по «акустическому импульсу» дают по сравнению с сейсмическими оценками значительно большие величины мощности. Максимум мощности взрывов составляет 766 тонн, минимум – 5 тонн. При сравнении мощности отдельных взрывов разброс получается значительным: в ряде случаев – до порядка, а в среднем в 3÷5 раз. Для 20 взрывов, мощность каждого из которых оценена акустическим и сейсмическим методами, суммарная мощность взорвавшихся боеприпасов составляет 840 тонн (по сейсмике) и 3 252 тонны (по акустике). Суммарная мощность 30 взрывов, оцененных по акустическому методу, составляет 3 775 тонн.

#### Выводы

1. Взрывы 2.06.2011 г. на арсенале «Пугачёво» зарегистрированы сейсмическим методом на расстояниях от 320 до 2422 км, инфразвуковым методом – от 320 до 6035 км. В результате анализа акустических сигналов, принятых на расстоянии от 320 до 1644 км обнаружено 42 взрыва. Показано, что форма акустического сигнала существенно трансформируется с расстоянием: от сигнала, состоящего из 3 - 4 приходов, до сигнала с одним приходом, расщеплённого на

5 - 10 цугов. С увеличением расстояния от 320 до 1644 км длительность акустического сигнала и количество его расщеплений увеличивается.

2. Акустический сигнал на ПН-1 (320 км) состоит из нескольких приходов: тропосферного, стратосферного и одного-двух термосферных. Причём первые два имеют форму колебаний, характерную для волноводного распространения, а два последних, характерную для однократного отражения от границ с повышенной скоростью инфразвуковых волн.

3. На ПН-1 (320 км) на протяжении длительности первого прихода акустического сигнала от каждого взрыва наблюдается сейсмоакустическая волна, соответствующая максимальным колебаниям акустической волны. Однако периоды СА-волны не соответствуют в точности периодам акустических волн, а амплитуды не коррелируют с амплитудами акустических волн. Для наиболее мощных взрывов, которые сопровождаются обычными сейсмическими волнами, амплитуды СА-волн на порядок больше, чем обычных сейсмических.

4. Оценки мощности взрывов 2.06.2011 г. показывают, что несколько взрывов из 42 зарегистрированных имели мощность от порядка ста до нескольких сотен тонн в тротиловом эквиваленте. По сейсмическим данным величины мощности взрывов примерно в 3 - 5 раз меньше величин мощности, полученных по акустическим данным. Ответ на вопрос, какой же из способов точнее, могло бы дать сравнение результатов оценок с истинными мощностями, взорвавшихся боеприпасов.

*Автор выражает благодарность А.И. Глушкову - за предоставленные цифровые материалы, программу DADiSP, постоянный интерес к работе и практические советы; А.М. Пищмозову - за предоставленную непрерывную геофизическую информацию (НГИ); А.С. Поплавскому - за помощь в обработке НГИ и оформлении результатов обработки; С.Н. Куличкову за консультацию и предложение по оценке мощности взрывов с использованием «акустического импульса».*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев, А. П. К вопросу регистрации химических взрывов инфразвуковым методом обнаружения / А. П. Васильев // Вестник НЯЦ РК, 2008. – выпуск 2 – С. 54 - 59.
2. Буш, Г.А. Аномальные эффекты при дальнем распространении звука в атмосфере / Г.А. Буш [и др.] // Препринт, Институт физики атмосферы АН СССР, М. 1990. – С. 7 - 10.
3. Альперович, А. С. Акустическая волна взрыва // Альперович [и др.] // Известия АН СССР. Физика Земли – М. 1985. – т. 11 – С. 5 - 8.
4. Васильев, А. П. К истории возникновения инфразвукового метода обнаружения ядерных взрывов / А. П. Васильев // Вестник НЯЦ РК, 2004. – выпуск 2 – С. 40 - 45.
5. Куличков, С. Н. Проявление нелинейных эффектов в инфразвуковых сигналах, регистрируемых в области геометрической тени / С. Н. Куличков, Е. В. Голикова // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Поступила в редакцию 19.06.2011.
6. Кедров, О. К. Сейсмические методы контроля ядерных испытаний / О.К. Кедров // ИФЗ РАН, Москва-Саранск, 2005. – 279 с.
7. Рыбнов, Ю. С. Экспериментальные исследования влияния приземного слоя атмосферы и подстилающей поверхности на распространение акустических сигналов от взрывов / Ю. С. Рыбнов [и др.] // Сборник научных трудов ИДГ РАН «Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли». М.: Книга 2, 2003. – С. 268 - 276.

8. Куличков, С. Н. Постоянство «акустического импульса» при дальнем распространении инфразвука в атмосфере / С. Н. Куличков // Известия РАН. Физика атмосферы и океана – том 38, № 5 – С. 658 - 664.

**ХИМИЯЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАРДАН ҮЛКЕН ҚАШЫҚТЫҚТАҒЫ  
СЕЙСМИКАЛЫҚ ЖӘНЕ АКУСТИКАЛЫҚ ТОЛҚЫНДАРЫН ПАЙЫМДАУ**

**Васильев А.П.**

*Арнайы бақылау қызметі, Мәскеу, Ресей*

«Пугачево» (Удмуртия) арсеналында 2011 ж. 06.02-сінде өрт болуында оқ-дәрілер қоймаларында бір неше десте жарылыстардан 320 км. және 320 дан 1644 км. дейін қашықтықта бақылау станцияларымен тіркелген сейсмикалық және акустикалық сигналдардың толқындық түрлері талданылады. Сейсмикалық және инфрадыбыстық деректері бойынша жарылыстың қуатын бағлауы жүргізілген.

**INTERPRETATION OF SEISMIC AND ACOUSTIC WAVES  
FROM CHEMICAL EXPLOSIONS AT BIG DISTANCES**

**A.P. Vasiliev**

*Special control Service, MoD, Moscow, Russia*

In this paper the author analyzed seismic and acoustic signals from several dozens of ammunition explosions that occurred in the fire at the “Pugachevo” arsenal (Udmurtia) on the 2<sup>nd</sup> of June 2011 as recorded by remote surveillance stations at 320 km to 1644 km. According by obtained seismic and infrasound stations the yields of these explosions have been estimated.

УДК 550.34

## МАГНИТУДЫ КАМБАРАТИНСКОГО ВЗРЫВА

<sup>1)</sup>Гончаров А.И., Куликов В.И., <sup>2)</sup>Эткин М.Б., <sup>3)</sup>Камчыбеков М.П.<sup>1)</sup>Институт динамики геосфер РАН РФ, Москва, Россия<sup>2)</sup>Институт Гидроспецпроект РФ, Москва, Россия<sup>3)</sup>Институт сейсмологии НАН Кыргызской Республики, Бишкек

Представлены результаты исследования сейсмического эффекта Камбаратинского взрыва. По сейсмограммам в ближней зоне взрыва определено фактическое время в очаге и интервал времени между взрывами первого и второго зарядов. Сопоставляются магнитуды взрыва по данным региональной сейсмической сети Кыргызии MPVA и по данным Геофизической службы РАН. Обсуждается зависимость магнитуды промышленных взрывов от их мощности и погрешности сейсмических сетей в определении координат эпицентра взрыва и времени в очаге.

22 декабря 2009 г. был проведен крупномасштабный взрыв по созданию взрывонабросной плотины Камбаратинской ГЭС (рисунок 1). Проект предусматривал обрушение правого борта каньона реки Нарын с помощью зарядов химических взрывчатых веществ, размещенных в двух минных штольнях. На рисунке 2 с километровой сеткой показано расположение этих штолен в плане (зачерненные прямоугольники 1 и 2). Первый заряд массой 700 тонн был размещен в штольне длиной 104 м и имел ЛНС (кратчайшее расстояние до земной поверхности) 57 м. Второй заряд массой 2150 тонн был размещен в штольне длиной 50 м и имел ЛНС 104 м. Сначала подрывался первый заряд, спустя около 1,7 с был подорван второй заряд.



Рисунок 1. Видеокадр Камбаратинского взрыва

Камбаратинский взрыв, благодаря своей мощности, явился неординарным сейсмическим событием, сопоставимым по сейсмическому эффекту с подземными ядерными взрывами и тектоническими землетрясениями. Как следует из бюллетеня срочных донесений Геофизической службы Российской академии наук, Камбаратинский взрыв был зарегистрирован как землетрясение 30-тью сейсмическими станциями мира. В таблице 1 приведен перечень этих станций, их кодовое название, время прихода Р фазы на станцию, эпицентральное расстояние до очага, магнитуда  $m_b$  по объемным волнам и назван источник этих сведений.

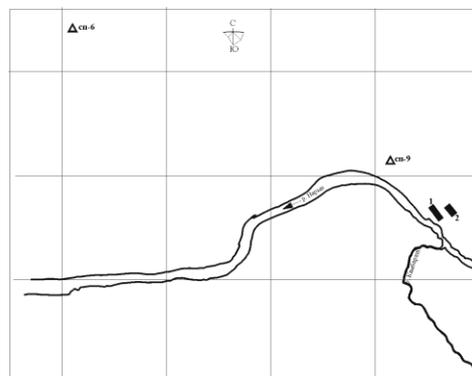


Рисунок 2. План-схема размещения зарядов и сейсмопунктов

Таблица 1. Сведения о станциях, зарегистрировавших Камбаратинский взрыв, и его параметрах

N	COD	TIME	DELTA	AZIMUTH	RESIDUAL	MB	NET	SOURCE
1	AML	05:54:42.6	0.34	65	-1.8	-	KYRG	KYRG
2	EKS2	05:54:51.6	0.77	29	0.1	-	KYRG	KYRG
3	UCH	05:54:52.6	0.95	75	-1.9	-	KYRG	KYRG
4	AAK	05:54:56.6	1.11	54	-0.5	-	KYRG	OBN
5	KBK	05:55:01.9	1.41	61	0.1	-	KYRG	KYRG
6	KZA	05:55:01.5	1.47	86	-1.3	-	KYRG	KYRG
7	CHMS	05:55:03.8	1.49	47	0.7	-	KYRG	KYRG
8	USP	05:55:05.6	1.57	35	1.3	-	KYRG	KYRG
9	TKM2	05:55:11.3	1.95	61	0.9	-	KYRG	KYRG
10	ULHL	05:55:14.6	2.22	82	0.3	-	KYRG	KYRG
11	KK31	05:55:17.5	2.33	300	1.7	-	NNC	NNC
12	MK31	05:56:36.6	8.04	50	0.8	-	NNC	NNC

N	COD	TIME	DELTA	AZIMUTH	RESIDUAL	MB	NET	SOURCE
13	KURK	05:56:55.3	9.48	21	-0.4	5.4	NNC	NNC
14	VOSK	05:57:13.2	10.85	353	-1.4	-	NNC	NNC
15	BRVK	05:57:19.2	11.26	351	-0.9	5.9	NNC	OBN
16	AB31	05:57:25.5	11.82	312	-2.2	-	NNC	NNC
17	ZALV	05:58:01.0	14.22	29	1.4	-	IDC	IDC
18	HVS	05:58:32.2	16.72	50	0.3	-	ASRS	ASRS
19	ARU	05:58:40.1	17.30	332	0.9	4.8	OBN	OBN
20	KIV	05:59:36.3	22.41	285	0.1	4.9	OBN	OBN
21	OBN	06:00:22.2	27.27	311	-0.1	4.6	OBN	OBN
22	BRTR	06:00:45.1	29.88	279	-0.9	-	ISK	IDC
23	KIEV	06:00:57.0	31.24	301	-0.8	-	KIEV	KIEV
24	FINES	06:01:21.5	34.12	321	-1.3	-	HEL	IDC
25	YAK	06:02:01.5	38.55	39	1.3	5.3	YARS	OBN
26	TIXI	06:02:13.0	40.04	24	0.5	-	YARS	OBN
27	KMBO	06:04:02.2	53.86	227	0.4	-	NAI	IDC
28	YKA	06:06:22.0	75.68	4	-0.7	-	OTTR	IDC
29	WRA	06:07:06.8	83.49	124	1.3	-	CAN	IDC
30	FFC	06:07:07.2	83.58	357	1.9	-	OTT	OTT

На рисунке 3 показано расположение этих станций относительно эпицентра взрыва.

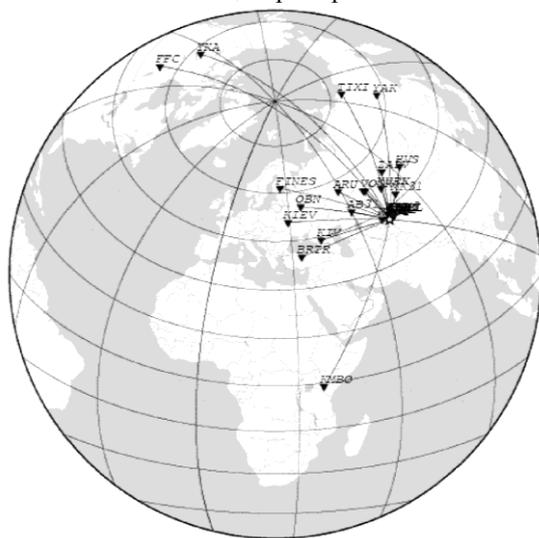


Рисунок 3. Сейсмостанции, зарегистрировавшие Камбаратинский взрыв

По совокупности данных, полученных этими станциями, Геофизической службой РАН определены время в очаге или время взрыва – 05:54:36,1 GMT, а также координаты эпицентра очага землетрясения (взрыва) – N 41,99° и E 73,28°. Фактические координаты эпицентра взрыва (второго более мощного заряда), определены авторами с использованием приемника GPS, – N 41,775° и E 73,334°. Таким образом, погрешность данных Геофизической службы РАН составляет 24 км, что является допустимой величиной, если учесть удаленность сейсмических станций от эпицентра взрыва.

Сейсмические станции мира рассматривали Камбаратинский взрыв как одно из тектонических землетрясений. Как и для любого землетрясения, для этого взрыва определена глубина сейсмического источника, которая согласно бюллетеню срочных донесений ГС РАН равна 10 км (фактическая глуби-

на 104 м), что позволяло рассматривать «землетрясение» как мелкофокусное. Идентификация взрыва, особенно такой незначительной для сейсмологии мощности, сложная специальная задача, которая обычно не решается службой срочных донесений. Поэтому незначительная глубина фокуса этого «землетрясения» является в данном случае подсказкой, что источником мог быть взрыв.

Основная информация от Геофизической службы – это величина магнитуды землетрясения, характеризующая мощность сейсмического события. Как видно из таблицы 1, магнитуда взрыва была определена по данным шести сейсмостанций (по амплитуде объемных волн). Среднее значение составило  $m_b = 5,2$ , разброс значений довольно значителен – от 4,6 до 5,9.

Для контроля за сейсмическим воздействием Камбаратинского взрыва на регион строящейся ГЭС непосредственно перед взрывом на эпицентральных расстояниях до 4 км были размещены девять мобильных сеймопунктов с датчиками регистрации сильных движений. На двух из них - сеймопунктах СП-6 и СП-9, - регистрация сеймовзрывной волны велась с привязкой к единому времени по приемникам GPS. Это позволило определить время в очаге с точностью, большей, чем по данным Геофизической службы. Ниже рассмотрены эти результаты Геофизической службы РАН.

На рисунке 2 показано расположение сеймопунктов СП-6 и СП-9. Оба сеймопункта находились на правом берегу реки Нарын: СП-9 - на эпицентральных расстоянии 660 м от первого заряда и 750 м от второго; СП-6 - на эпицентральных расстояниях 3970 м и 4060 м от этих зарядов, соответственно. Грунты в местах установки сейсмических станций - сухие песчано-глинистые. В предварительно вырытые приямки глубиной около 1 м была залита бетонная подушка, на которой устанавливались и закреплялись анкерными болтами акселерометры сильных движений ОСП-2. На рисунке 4 приведены акселерограммы вертикальных колебаний от взрыва, зарегистрированные СП-9 и СП-6. По оси ординат дано

ускорение в  $m/c^2$ , по оси абсцисс - время в сек. Отсчет времени - от 05:54:00 GMT.

На акселерограммах четко идентифицируются сейсмозврывные волны от обоих взрывов, маркерами P и R с индексами 1 и 2 отмечены моменты прихода фаз объемных и поверхностных волн от обоих взрывов. По этим данным построены годографы продольной и поверхностных волн (рисунок 5), что позволило определить скорость распространения продольной волны 3,43 км/с для первого заряда и 3,02 км/с для второго заряда, скорость распространения поверхностной волны 1,49 км/с для первого заряда и 1,45 км/с для второго заряда. Средние значения скоростей распространения продольных и поверхностных волн  $C_p = 3,23$  км/с и  $C_R = 1,47$  км/с. Столь низкие значения скоростей распространения продольных и поверхностных волн объясняются тем, что, во-первых, заряды заложены на глубине около 100 м, и, во-вторых, для таких эпицентральных расстояний сейсмические лучи проходят в приповерхностном слое земной коры.

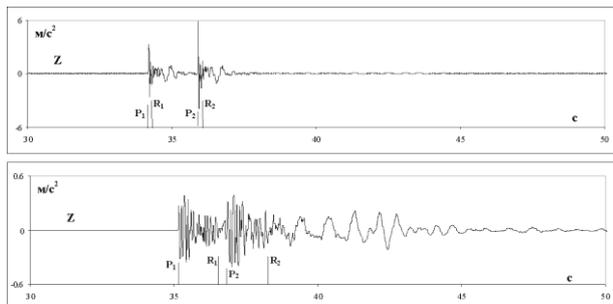
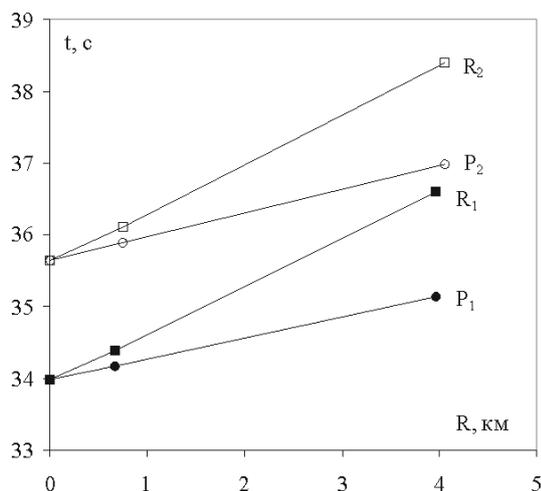


Рисунок 4. Акселерограммы вертикальных колебаний в сейсмопунктах СП-9 (вверху) и СП-6 (внизу)

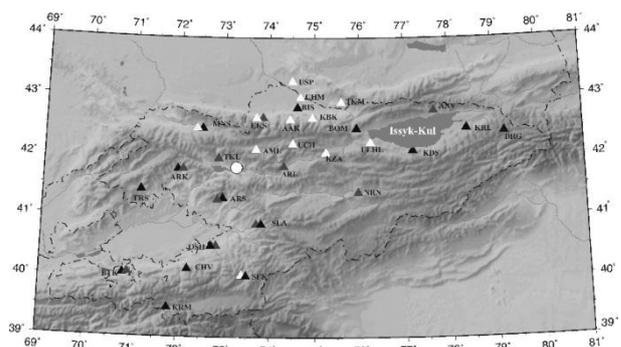


Кружок - фаза P-волны; квадрат - фаза R- волны: зачерненный - от первого заряда; незачерненный - от второго заряда

Рисунок 5. Годографы продольных и поверхностных волн

Экстраполяция годографов к оси ординат позволила получить моменты взрывов. Согласно рисунку 5 время в очаге первого взрыва – 05:54:33,977 GMT

и время в очаге второго взрыва – 05:55:35,641 GMT. Интервал времени между взрывами составил 1,664 с. Из полученных данных и таблицы 1 следует, что бюллетень Геофизической службы не идентифицирует Камбаратинский взрыв как взрывы двух зарядов и приводит время в очаге, близкое по значению времени взрыва второго заряда. По-видимому, это объясняется тем, что масса первого заряда (и мощность взрыва) в три раза меньше массы второго заряда, так что на сейсмограммах фазы сейсмических волн от первого взрыва выделить не удалось.



Треугольник: зачерненный – станция КИС; белый – станция KNET; серый - станция KRNET. Кружок белый - эпицентр взрыва

Рисунок 6. Расположение сейсмических станций на территории Кыргызии и эпицентра Камбаратинского взрыва

Камбаратинский взрыв был зарегистрирован сетью региональных сеймостанций Кыргызской республики (рисунок 6): 13 аналоговыми сеймостанциями сети КИС, 10 цифровыми сеймостанциями сети KNET, 9 цифровыми станциями сети KRNET. От Камбаратинской ГЭС эти сеймостанции расположены на эпицентральных расстояниях от 50 до 374 км. На рисунке 7 приведено 5 сейсмограмм вертикальных скоростей колебаний, полученных цифровыми станциями KNET, оснащенными сейсмоприемниками STS-2 и регистраторами Reftek. Сверху вниз приведены сейсмограммы станций AML-Алмаяшу (эпицентральное расстояние 57 км), UCH-Учтор (120 км), USP-Успеновка (196 км), ULHL-Улахол (256 км) и ANV- Ананьево (357 км). Маркером P отмечены моменты прихода P-фазы от взрыва первого заряда.

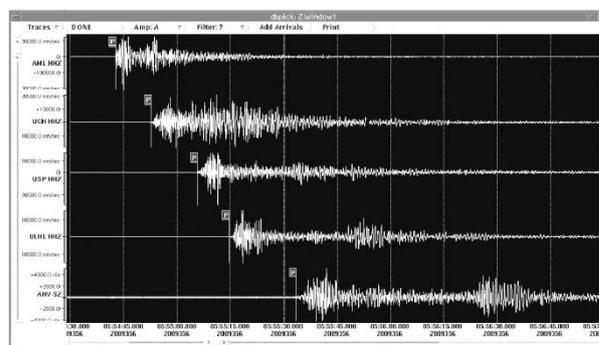


Рисунок 7. Велосиграммы вертикальных сейсмических колебаний, зарегистрированные цифровыми станциями сети KNET

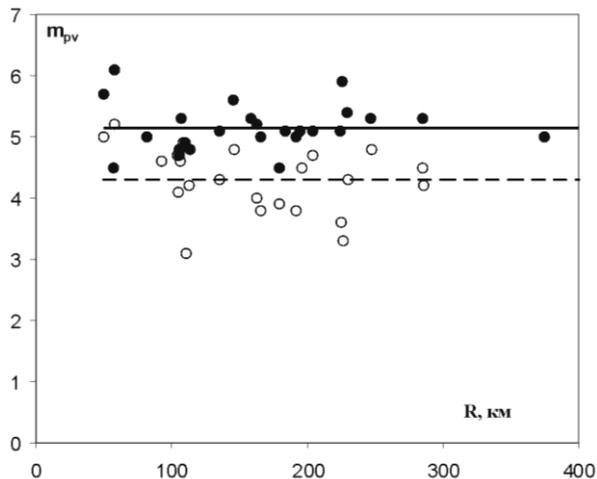
Благодаря тому, что был известен интервал времени между подрывом 1-ого и 2-ого зарядов, на сейсмограммах удалось идентифицировать моменты прихода P- и S-фаз от первого и второго взрывов (как сказано выше, Геофизическая служба РАН идентифицировала этот взрыв, как взрыв одного заряда). По сейсмограммам цифровых станций построены годографы P- и S-фаз для обоих взрывов. В диапазоне расстояний 0 – 200 км скорость распространения продольной волны составила 6,21 км/с,

поперечной волны – 3,60 км/с. Время в очаге первого и второго зарядов, определенное по годографам, приведено в таблице 2. В ней для сравнения приведено также время в очаге по данным Геофизической службы РАН и по данным сейсмопунктов в ближней зоне взрыва. Приняв время в очаге, определенное по данным станций в ближней зоне за фактическое, оценены погрешности сейсмических сетей в определении времени в очаге  $\Delta t$  (таблица 2).

Таблица 2. Параметры очага по данным различных сейсмических сетей

Параметры	Фактические значения		Кыргызские сети		ГС РАН
	1-ый заряд	2-ой заряд	1-ый заряд	2-ой заряд	
$t_0$ в очаге	05:54:33,977	05:54:35,641	05:54:33,18	05:54:35,44	05:54:36,1
$\Delta t$ , сек	-	-	-0,797	-0,201	-2,92
$N$ , град	41,7749	41,7751	41,776	41,769	41,99
$E$ , град	73,3323	73,3337	73,326	73,336	73,28
$\Delta r$ , км	-	-	0,536	0,704	24,3
$H$ , км	0,104	0,057	2,67	7,19	10
MPVA	-	-	4,31	5,14	5,2

Как следует из таблицы 2, рассчитанные погрешности и, прежде всего их знак, объясняются тем, что расчетные годографы не учитывают того, что глубина источника (зарядов) составляла 104 м, где скорости распространения излученной сейсмической волны в 2 раза меньше скоростей распространения по экспериментально полученному годографу для станций KNET.



Кружок: незачерненный – MPVA для первого заряда; зачерненный – MPVA для второго заряда

Рисунок 8. Зависимость магнитуды первого и второго взрывов от эпицентральных расстояний

По данным сейсмических станций Кыргызской сети определена магнитуда MPVA обоих взрывов по амплитуде продольных волн в соответствии с методикой, разработанной Михайловой Н. Н. для расстояний от 20 км до 1000 км [3] (таблица 2). На рисунке 8 приведены эти магнитуды в зависимости от эпицентрального расстояния. Среднее значение магни-

туды для первого заряда MPVA = 4,31 (прерывистая прямая) и среднеквадратичное отклонение 0,53 единицы магнитуды, для второго взрыва среднее значение магнитуды MPVA = 5,14 (сплошная прямая) и среднеквадратичное отклонение 0,38.

Как видно из рисунка 8, магнитуда взрывов в региональной зоне не зависит от расстояния, что свидетельствует об успешной идентификации фаз от обоих зарядов и достоверности калибровочной функции в методике Михайловой Н. Н. [3]. Магнитуда второго взрыва на 0,84 единицы больше, чем первого, что согласуется с тем, что масса (мощность) второго заряда в 3 раза больше первого.

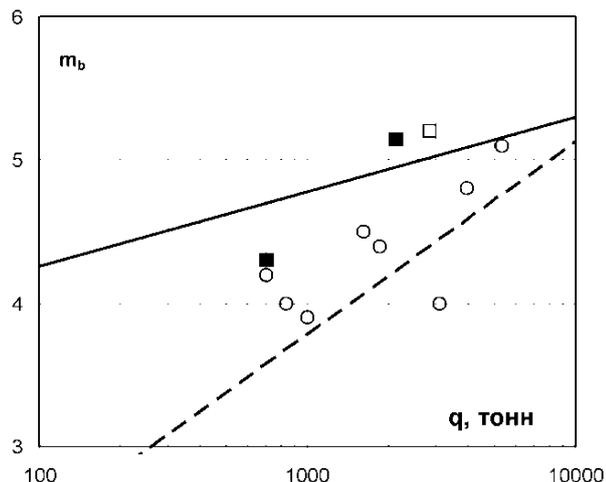
Магнитуда  $m_b$  по данным Геофизической службы РАН и магнитуда MPVA второго заряда по региональным данным Кыргызской сети близки. Магнитуда характеризует энергию сейсмического события в очаге. Это отражают корреляционные зависимости магнитуды от мощности взрыва (в тоннах ТНТ). В [1] приведена зависимость магнитуды объемных волн от мощности подземных ядерных взрывов, полученная по данным сейсмостанции Боровое (Казахстан):

$$m_b = 0,521 \cdot \lg q + 4,78 \quad (1)$$

где  $q$  – мощность ядерного взрыва в килотоннах ТНТ. Зависимость (1) получена по данным взрывов мощностью от 1 до 20 кТ, проведенных на Невадском полигоне (рисунок 9, сплошная линия).

В [2] приведены многочисленные данные о магнитудах промышленных химических взрывов, по результатам обобщения которых получена зависимость (рисунок 9, пунктирная линия):

$$m_b = 1,34 \cdot \lg q + 3,78 \quad (2)$$



Магнитуда  $m_{pv}$ : кружок - промышленных взрывов; незачерненный квадрат - средняя для Камбаратинского взрыва; зачерненный квадрат - первого и второго взрывов

Рисунок 9. Зависимость магнитуды взрывов от их мощности

Из рисунка 9 видно, что ядерные взрывы по сейсмическому проявлению эффективнее химических. Возможно, это связано с разными условиями в очаге взрыва. Ядерные заряды обычно размещались на глубине 500 м и более в прочных вмещающих породах, взрывы были камуфлетные, то есть без выхода энергии заряда (потерь энергии) в атмосферу. При этом начальная концентрация энергии во взрывной полости на несколько порядков выше, чем при химических взрывах. Кроме двух вышеописанных зависимостей, на рисунке 9 кружками показаны магнитуды 8-ми промышленных взрывов на выброс камерных зарядов, масштаба, сопоставимого с Камбаратинским взрывом (таблица 3).

Таблица 3. Магнитуды наиболее мощных промышленных взрывов

№	Место поведения	Дата взрыва	Мощность, тонн TNT	Магнитуда, $m_b$
1	Кабулсай	19.12.57	1000	3,9
2	Покровский	25.03.59	3100	4,0
3	Медео-1	21.10.66	5293	5,1
4	Медео-2	14.04.67	3941	4,8
5	Байпаза	29.03.68	1854	4,4
6	Бурлыкя	08.02.75	702	4,2
7	Тырныауз	31.12.77	833	4,0
8	Уч-Терек	11.06.89	1623	4,5

ЛИТЕРАТУРА

1. Adushkin, V. V. Teleseismic monitoring of Underground Nuclear Explosions at the Nevada test Site from Borovoye, Kazakhstan / V.V. Adushkin, Vadim A. An. Science and Global Security, 1990. – Volume 3, No. 2 – P. 289 – 309.
2. Адушкин, В. В. Крупномасштабные химические взрывы и проблема контроля подземных ядерных взрывов / В. В. Адушкин., А. А. Спивак // Информационно-аналитический бюллетень. Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений, 1996. – № 1 - 2 – С. 107 - 117.
3. Михайлова, Н. Н. Энергетические и магнитудные характеристики землетрясений в практике сейсмических наблюдений на северном Тянь-Шане. кн. Землетрясения в Северной Евразии / Н. Н. Михайлова, Н. П. Неверова, Н. А. Калмыкова // М.: Природа, 1999. – С. 60 - 64.

Магнитуда этих 8-ми взрывов, как следует из рисунка 9, больше, чем по зависимости (2) для химических взрывов. Это может быть объяснено тем, что при получении зависимости (2), авторы учитывали многочисленные карьерные взрывы, произведенные по технологии короткозамедленного взрывания. По-видимому, химические взрывы камерных сосредоточенных зарядов и короткозамедленные массовые взрывы следует рассматривать отдельно. На рисунке 9 также показано значение средней магнитуды  $m_b = 5,2$  для Камбаратинского взрыва по данным Геофизической службы РАН. Поскольку в бюллетене Геофизической службы фазы от двух зарядов не выделены, за мощность взрыва принята суммарная величина двух зарядов – 2850 тонн. Показаны также магнитуды  $m_{pv}$  первого и второго зарядов с массами 700 и 2150 тонн. Как можно видеть из рисунка 9, по магнитуде Камбаратинский взрыв «ближе» к ядерным взрывам, чем к химическим. Из сравнения с химическими взрывами также видно, что сейсмическая эффективность Камбаратинского взрыва больше, чем у 8-ми промышленных взрывов, приведенных в таблице 3. Отсюда можно заключить, что по сейсмическому эффекту Камбаратинскому взрыву соответствует масса ВВ не меньше, чем заложенная в минных штольнях, и что детонация ВВ была полной и энергия продуктов детонации соответствовала проектной массе ВВ.

Согласно данным сейсмических сетей определены также координаты N и E эпицентров взрывов Отклонение эпицентров  $\Delta rot$  фактического значения и глубина гипоцентра очага (заряда) - N (таблица 2). Эти данные вместе с отклонениями времени в очаге от фактического значения показывают погрешности работы сейсмических служб. Поэтому данные, полученные при регистрации сейсмических волн от Камбаратинского взрыва, могут служить для дальнейшего совершенствования методов обработки сейсмических наблюдений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. По данным Геофизической службы РАН магнитуда Камбаратинского взрыва по объемным волнам составляет  $m_b = 5,2$ . Взрыв идентифицирован как взрыв одного заряда.
2. Региональные станции Республики Кыргызии идентифицировали взрыв двух зарядов с магнитудой MPVA первого заряда 4,3 и второго – 5,13.
3. Получены погрешности сейсмических сетей по определению эпицентра взрыва и времени в очаге.

### КАМБАРАТА ЖАРЫЛЫСТЫҢ МАГНИТУДАСЫ

<sup>1</sup>Гончаров А.И., <sup>1</sup>Куликов В.И., <sup>2</sup>Эткин М.Б., <sup>3</sup>Камчыбеков М.П.

<sup>1</sup>*РФА Геосфера динамикасы институты, Мәскеу, Ресей*

<sup>2</sup>*РФ Гидроспецпроект институты, Мәскеу, Ресей*

<sup>3</sup>*КР ҰҒА Сейсмология институты, Бишкек, Кыргызстан*

Қамбарата жарылыстың сейсмикалық әсерін зерттеу нәтижелері келтірілген. Жарылыстың жақындағы зонасында тіркелген сейсмограммалары бойынша ошақтағы нақты уақыты және бірінші мен екінші зарядтардың жарылысытары арасындағы уақыт интервалы анықталған. Кыргызстан Республикасының аумақтық сейсмикалық желісінің деректері бойынша және РФА Геофизикалық қызметінің деректері бойынша жарылыстың MPVA магнитудалары салыстырылуда. Өнеркәсіптік жарылыстардың магнитудасы олардың қуатына байланысы және жарылыс эпиорталығының координаттары мен ошақтағы уақытын анықтауында сейсмикалық желінің қателіктері талқылануда.

### MAGNITUDES OF THE KAMBARATA EXPLOSION

<sup>1</sup>A.I. Goncharov, <sup>1</sup>V.I. Kulikov, <sup>2</sup>M.B. Etkin, <sup>3</sup>M.P. Kamchibekov

<sup>1</sup>*Institute of dynamic for Geospheres RAS, Moscow, Russia*

<sup>2</sup>*Institute Gidrospeetsproekt, Moscow, Russia*

<sup>3</sup>*Institute of Seismology NAN KR, Bishkek, Kyrgyzstan*

It is presented the results of the study of the seismic effect of Kambarata explosion. From seismograms in the near zone of the explosion is determined the actual time at the source and the time interval between the first and second explosions of charges. It is compared the magnitudes MPVA of the explosion according to the regional seismic network of Kyrgyzst, and according to the Geophysical Service of RAS - mb. It is discussed the dependence of the magnitude industrial explosions from their power. It is showed the error of the seismic networks in determining the coordinates of the source and time on the source.

УДК 556.551:510.535

## ВАРИАЦИИ ИОНОСФЕРНЫХ ПАРАМЕТРОВ ВО ВРЕМЯ КАПЧАГАЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1 - 2 МАЯ 2011 ГОДА

Ашкалиев Я.Ф., Жумабаев Б.Т., Мукашева С.Н., Нургалиева К.Е., Соколова О.Н.

*Институт ионосферы Национального центра космических исследований и технологий, Алматы, Казахстан*

Приведены результаты исследования вариаций ионосферных параметров во время Капчагайского землетрясения 1 - 2 мая 2011 г. Выявлено увеличение высоты основания слоя F1 на 40 - 60 км в течение 6 часов после основного толчка, увеличение минимальных частот отражения на 1,8 - 2,0 МГц в течение продолжительностью 2 - 3 часа в течение 2 - 4 мая после афтершоков с энергетическим классом более 9. Амплитуда аномального увеличения полного электронного содержания составляла  $\sim 30-60 \text{ TECU} \times 10^{16} \text{ эл/м}^2$ , длительность увеличения 2 - 3 часа.

По данным Института сейсмологии Министерства образования и науки РК 1 мая 2011 года в 8 часов 31 минут времени Астаны (в 2 часа 31 минуты UT) на территории Казахстана в 76 км на северо-востоке от города Алматы произошло землетрясение. Координаты эпицентра [43.63° N: 77.76° E], глубина 23 км, магнитуда  $m_b=5.4$ . Землетрясение ощущалось в г. Алматы с интенсивностью 4 балла. Спустя 34 минуты в 9 часов 05 минут произошло повторное землетрясение с магнитудой  $m_b=4.0$ . В 15 часов 13 минут времени Астаны (в 9 часов 13 минут по Гринвичу) произошло еще одно землетрясение с магнитудой  $m_b=4.8$ . В течение суток 1-2 мая 2011 года произошло 10 землетрясений с магнитудами от 3.2 до 5.4 баллов. Предварительный обзор произошедшего землетрясения приведен на сайте ЦСОСЦИИ ИГИ НЯЦ РК <http://www.kndc.kz>. В таблице 1 приведено время и основные характеристики Капчагайского землетрясения и его афтершоков [1].

Состояние околоземного космического пространства перед землетрясением: по данным геомагнитной обсерватории г. Алматы характеризовалось умеренной магнитной бурей, продолжительностью 53 часа (начало – 29.04.2011 г. 16 ч LT; окончание 02.05.2011 г. 03 ч LT).

### АНАЛИЗ ДАННЫХ НАЗЕМНОЙ СТАНЦИИ

Для анализа состояния ионосферы использованы экспериментальные данные станции вертикального зондирования г. Алматы [43.38°N; 77.38°E] – массивы значений критических частот слоя F2, характеризующих максимальный уровень электронной концентрации, значений высоты «основания» области F ( $h'F$ ) и минимальной частоты отражения зондирующего сигнала ( $f_{min}$ ), характеризующих состояние нижней ионосферы, значений критической частоты слоя E и спорадического слоя ( $foEs$ ). На рисунке 1 приведены суточные вариации перечисленных параметров в период с 28 апреля по 7 мая 2011 г.

Из рисунка 1 видно, что вариации ионосферных параметров в период умеренной магнитной бури (29.04.2011г.– 02.05.2011г.) не проявляют возмущения состояния. Относительные отклонения  $\delta f_{min}$ ,  $\delta foE$ ,  $\delta foEs$  и  $\delta Nm$  не превышают  $\pm 20\%$ . Повышение высоты основания слоя F1 на 40 - 60 км продолжительностью 6 часов после основного толчка Капчагайского землетрясения (1 мая 8 ч 31 мин LT) трудно истолковать однозначно – это реакция ионосферы на геомагнитную бурю или на основной толчок Капчагайского землетрясения (рисунок 1б).

Таблица 1. Основные характеристики Капчагайского землетрясения и его афтершоков

Дата	Время, UTC	Широта, град.	Долгота, град.	Глубина, км	K	Магн+, $m_b$
2011-05-01	02:31:29	43.63 N	77.76 E	23	13,30	5.4
2011-05-01	03:05:49	43.70 N	77.69 E	3	9,02	4.0
2011-05-01	04:07:02	43.65 N	77.70 E	1		3.2
2011-05-01	07:41:39	43.61 N	77.63 E	12		4.0
2011-05-01	09:13:55	43.70 N	77.64 E	20	11,39	4.8
2011-05-01	11:37:11	43.81 N	77.45 E	20	10,64	4.9
2011-05-01	20:29:04	43.74 N	77.64 E	15	10,53	4.7
2011-05-01	23:27:25	43.60 N	77.70 E	1	9,17	4.1
2011-05-01	23:52:39	43.61 N	77.69 E	1		4.1
2011-05-01	07:41:39	43.61 N	77.63 E	12		4.0
2011-05-02	02:31:09	43.70 N	77.54 E	2	9,12	4.2
2011-05-03	11:33	43.63 N	77.76 E		9,30	4.0
2011-05-04	02:25	43.63 N	77.76 E		8,60	3.6
2011-05-04	02:25	43.67 N	77.68 E		8,00	3.0
2011-05-04	15:43	43.67 N	77.76 E		8,20	3.3

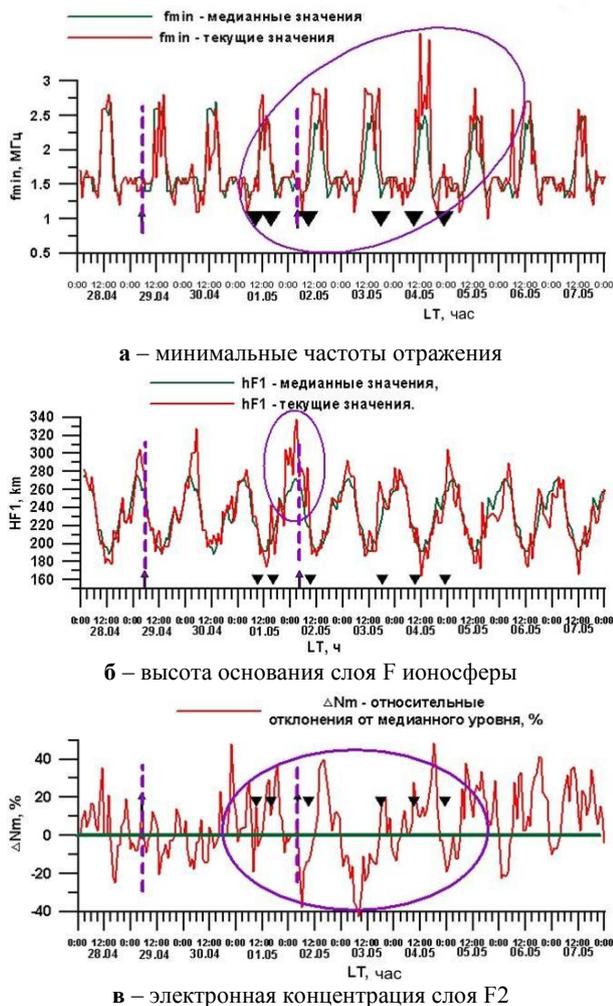


Рисунок 1. Суточные изменения параметров ионосферы в период с 28 апреля по 7 мая 2011 г. (землетрясение 1 мая 08:31 LT)

2 - 4 мая после афтершоков с энергетическим классом более 9 наблюдалось увеличение минимальных частот отражения на 1,8 - 2,0 МГц продолжительностью 2 - 3 часа (рисунок 1а). В вариациях относительных отклонений электронной концентрации от фоновых значений обнаружены следующие аномалии:

- отдельный всплеск (+47,72 %) 30 апреля 2011 г. в 21 LT (во время активной фазы геомагнитной бури);
- всплеск (+30÷37 %) продолжительностью два часа 1 мая 2011 г. в 15 LT (во время активной фазы геомагнитной бури, через час после второго афтершока);
- всплеск (+35÷40 %) продолжительностью четыре часа 2 мая 2011 г. в 15 LT (через четыре часа после очередного афтершока);

- уменьшение электронной концентрации на -35÷45 % в утренние часы 3 мая 2011 г. с 04 LT до 08 LT;
- всплеск (+20÷50 %) продолжительностью четыре часа 4 мая 2011 г. в 15 LT (за 3 часа до очередного афтершока).

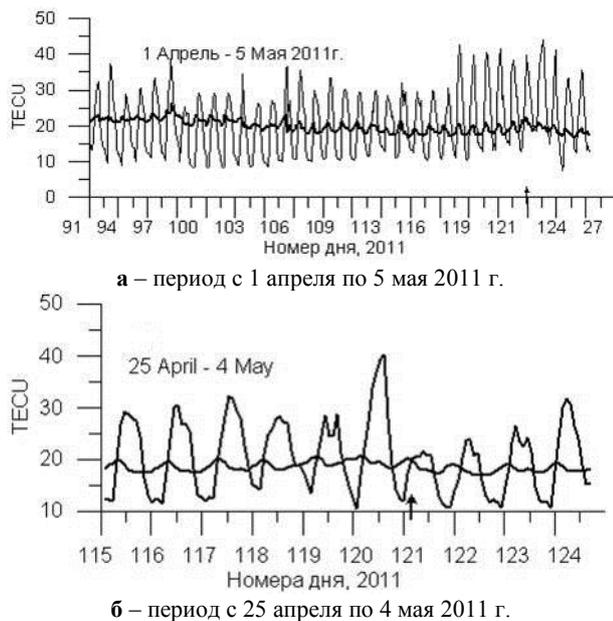
Аномальных изменений в вариациях критических частот слоев E и E-спорадическом не отмечалось.

#### АНАЛИЗ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ

Последующий анализ проведен с использованием GIM-карт (Global Ionospheric Maps), рассчитанных по данным международной сети приемников GPS, и представленных в формате IONEX-файлов (Ionosphere Map Exchange) [2]. Пространственный диапазон GIM в стандартном формате IONEX:  $\pm 180^\circ$  по долготе и  $\pm 90^\circ$  по широте. Размер элементарной ячейки GIM -  $5^\circ$  по долготе и  $2.5^\circ$  по широте, общее количество ячеек GIM  $N=5184$ . Для каждого момента времени с двухчасовым временным разрешением из файлов IONEX известны значения вертикального ПЭС  $I_{ij}$ , (полного электронного содержания), где индексы  $i, j$  указывают на координаты (широту и долготу) ячейки GIM. Первичные данные с 30-секундным разрешением в стандартном формате RINEX (Receiver Independent Exchange Format) поставляются на сервер SOPAC (<ftp://lox.ucsd.edu>), что предоставляет совершенно новые возможности дистанционной диагностики ионосферы.

Исходными для построения графиков являются ряды измеренных значений «наклонного» полного электронного содержания, а также соответствующие им ряды угла места  $\Theta(t)$  и азимута  $\alpha(t)$  луча приемника НИСЗ (навигационные искусственные спутники Земли), в приемном пункте «Selezaschita» [43.18°N; 77.02°E] близ г. Алматы. Суточные файлы *sele1200.11o*, *sele1210.11n*, *sele1220.m* извлекались из Интернета и подвергались обработке с помощью программы PRORINEX и формировались файлы TEC.DAT в виде таблиц. Ряды «наклонного» значения (ПЭС)  $I(t)$ , а также соответствующие им ряды значений угла места  $\Theta(t)$ , и азимута  $\alpha(t)$  луча на ИСЗ, отсчитываемого от направления на север по часовой стрелке.

На рисунке 2-а приведены изменения абсолютных значений полного электронного содержания - ПЭС (серая линия) в единицах измерения TECU (Total Electron Content Unit), равной  $10^{16}$  эл/м<sup>2</sup>, и глобального электронного содержания - ГЭС (черная линия) для периода с 1 апреля 2011 г. (порядковый номер дня в году - 91) по 5 мая 2011 г. (порядковый номер дня в году - 125).



По оси абсцисс - порядковый номер дня года; серая линия – глобальное электронное содержание (ГЭС); черная линия – полное электронное содержание (ПЭС)

Рисунок 2. Суточные вариации глобального и полного электронного содержания в период с 1 апреля по 5 мая 2011 г.

На рисунке 2-б показан более детально момент основного толчка за 6 дней до и за три дня после события 1 мая 2011 года, т.е. за период с 25 апреля по 4 мая 2011 г. Для выделения вариаций ПЭС, обусловленных влиянием ионосферных неоднородностей, и определения их характеристик, использованы ряды измерений  $I(t)$  и углов прихода радиосигнала. Из временных рядов  $I(t)$  исключались вариации регулярной ионосферы, а также тренды, внесенные движением искусственного спутника Земли, путем сглаживания временным окном в диапазоне от 20 до 100 мин. Алгоритмы удаления тренда, сглаживания данных, фильтрации, нормировки амплитуды являются общими для наклонных рядов  $I(t)$ . Для выделения ионосферных возмущений различных масштабов использовались  $I(t)$  ряды, а также соответствующие им ряды угла места и азимута. Выбирались непрерывные ряды измерений  $I(t)$  на интервале времени, который не менее чем в два раза превосходит временной масштаб исследуемой возмущенности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Михайлова, Н. Н. Предварительный обзор Капчагайского землетрясения 1 мая 2011 г. / Н. Н. Михайлова // Сайт ЦСОС ИИ ИГИ НЯЦ РК [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://www.kndc.kz>.
2. Афраймович, Э. Л. GPS – Мониторинг верхней атмосферы Земли / Э. Л. Афраймович, Н. П. Первалова // ЦОП БИБММ ИГУ и ГУ НЦ РВХ ВСНЦ СО РАМН, Иркутск, 2006. – 479 с.

Локальные значения ПЭС оценивались в пределах территории от 42.5 до 45 град. северной широты и от 75 до 80 град. восточной долготы, а момент главного события отмечен вертикальной стрелкой (рисунок 3).

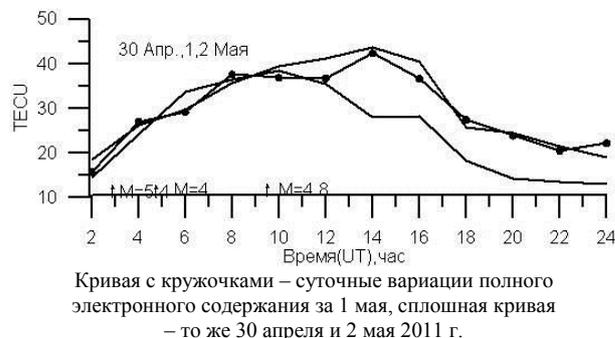


Рисунок 3. Суточные вариации полного электронного содержания

На рисунке 3 четко просматривается влияние колебаний земной поверхности на вариации полного электронного содержания.

Таким образом, проведенный анализ ионосферных параметров по наземным и спутниковым данным показал, что во время Капчагайского землетрясения (1 мая 2011 г.) отмечаются следующие аномалии:

- увеличение полного электронного содержания, которое составляет  $\sim 30-60 \text{ TECU} \times 10^{16} \text{ эл/м}^2$ , при длительности этого увеличения 2 - 3 часа;
- неустойчивое состояние слоя F2 ионосферы (повышение или понижение электронной концентрации на  $\pm 30-50 \%$  перед афтершоками ( $K \geq 9$ ));
- увеличение минимальных частот отражения на 1,8 - 2,0 МГц продолжительностью 2 - 3 часа 2 - 4 мая после афтершоков с энергетическим классом более 9;
- увеличение высоты основания слоя F1 на 40 - 60 км продолжительностью 6 часов после основного толчка.

Работа выполнена по программе 101 «Грантовое финансирование научных исследований» в рамках темы «Разработать математические модели и исследовать литосферно-ионосферные процессы в период активизации геодинамических явлений».

**2011 ЖЫЛҒЫ 1- 2 МАМЫРДА ҚАПШАҒАЙ ЖЕРСІЛКІНУ  
БАРЫСЫНДА ИОНОСФЕРАЛЫҚ ПАРАМЕТРЛЕРДІҢ ВАРИАЦИЯЛАРЫ**

**Ашкалиев Я.Ф., Жумабаев Б.Т., Мукашева С.Н., Нургалиева К.Е., Соколова О.Н.**

*«Ғарыштық зерттеулер мен технологиялары ұлттық орталығы» АҚ Ионосфера институты, Алматы, Қазақстан*

2011 ж. 1-2 мамырда Қапшағай жерсілкінуі барысында ионосферлік параметрлердің вариацияларын зерттеу нәтижелері келтірілген. Негізгі соққы дан кейін 6 сағат ішінде F1 қабаты табанының биіктігі 40-60 км. көтерілуі, энергетикалық классы 9 астам афтершоктардан кейін 2-4 мамыр ішінде 2-3 сағат ұзақтығымен шағылудың минималь жиіліктері 1,8 - 2,0 МГц артуы айқындалған. Толық электрондық мөлшерінің аномаль арту амплитудасы  $\sim 30-60 \text{ TECU} \times 10^{16} \text{ эл/м}^2$  болған, арту уақыты 2-3 сағат.

**VARIATIONS OF IONOSPHERE PARAMETERS OF KAPCHAGAY EARTHQUAKE ON 1-2 MAY, 2012**

**Ya.F. Ashkaliyev, B.T. Zhumabaev, S.N. Mukasheva, K.E. Nurgaliyeva, O.I. Sokolova**

*Institute of Ionosphere National center of space researches and technologies, Almaty, Kazakhstan*

Research results of ionosphere parameter variations of Kapchagay earthquake on 1 - 2 May, 2012 ( magnitude 5.6, energetic rate 13.3) have been provided. The increase of F1 layer was detected at 40 - 60 km height with the duration 6 hours after the main shock as well as increasing of minimal reflection frequencies for 1,8 - 2,0 MHz with the duration 2 - 3 hours on May 2 - 4 following aftershocks with energetic rate 9. The anomaly increase in amplitude of total electron content was  $30 - 60 \text{ TECU} \times 10^{16} \text{ el/m}^2$  that continued 2 - 3 hours.

УДК 550.311

## ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ СРЕДЫ

Баталева Е.А.

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызстан*

Анализируются результаты режимных сейсмологических, электромагнитных и GPS наблюдений сетью передвижных и стационарных пунктов Научной станции РАН, полученные во время проведения Камбаратинского взрыва. Особое внимание уделено данным магнитотеллурического зондирования - временным рядам вариаций и характеристикам анизотропии кажущегося электрического сопротивления, их взаимосвязи с напряженно-деформированным состоянием среды.

С каждым годом накапливается все больше фактов, раскрывающих взаимосвязь современных природных и техногенных геодинамических процессов и вариаций физических свойств горных пород [1 - 4]. Современная динамика напряженно-деформированного состояния геологической среды обуславливает вариации физических свойств горных пород во времени, которые, в свою очередь, могут служить источником аномальных изменений геофизических полей. Прогресс в исследовании их взаимосвязи зависит от развития экспериментальных (лабораторных и полевых) работ, проводимых с целью лучшего понимания природы и закономерностей современных геодинамических процессов и сопровождающих их изменений физических свойств горных пород. В этой связи Научная станция РАН (НС РАН) проводит геофизический мониторинг, целью которого является целенаправленный анализ и оценка вариаций физических свойств горных пород во взаимосвязи с современными естественными и техногенными геодинамическими процессами. Научная станция РАН основала сеть передвижных и стационарных пунктов. Семь пунктов оборудованы специально для проведения стационар-

ных электромагнитных наблюдений по методу ЗС - зондирования становлением поля (рисунок 1). Два пункта: Аксу и Чон-Курчак, - выбраны для проведения долговременных непрерывных магнитотеллурических измерений с использованием аппаратуры Phoenix MTU-5D.

Сочетание современной геофизической аппаратуры и хорошо оснащенного геодинамического полигона с многолетним успешным опытом проведения исследований с использованием искусственных электромагнитных полей вызывает дополнительный интерес у многих ученых в России и за рубежом к результатам эксперимента по магнитотеллурическому мониторингу в Северном Тянь-Шане. В 2009 г. НС РАН приняла самое активное участие в реализации Камбаратинского эксперимента, который включал сейсмологические, электромагнитные и GPS наблюдения. Электромагнитные наблюдения выполнены с целью выявления эффектов от взрыва в естественном электрическом поле Земли и возможного изменения верхней части геоэлектрического разреза в ближней зоне взрыва. Мощность промышленного взрыва составляла 2.8 кт в тротиловом эквиваленте.



1 – Научная станция РАН; 2 – стационарный пункт проведения электромагнитного мониторинга ЗСД и опытно-методических МТЗ; 3 – крупный город; 4 – основной разлом; 5 – Центрально-Чуйская флексуно-разрывная зона. На врезке (левый верхний угол): светлый прямоугольный контур – БГП; белая линия - региональный профиль МТЗ-МВЗ

*Рисунок 1. Карта Северного Тянь-Шаня – территория размещения Бишкекского геодинамического полигона (БГП)*

Расстояние от пункта взрыва до магнитотеллурической станции Phoenix MTU 5D равнялось 5.7 км. Регистрировались две горизонтальные компоненты электрического поля и три компоненты магнитного поля. Магнитно-теллурическое зондирование (МТЗ) проведено в течение суток до момента взрыва и двух суток после взрыва. Измерялись компоненты тензора импеданса по направлениям  $x$  ( $0^\circ$ ) и  $y$  ( $90^\circ$ ). Весь период регистрации (около 70 час) был разделено на непересекающиеся пронумерованные интервалы (Т) продолжительностью по одному часу. Независимая обработка МТ-реализаций такой продолжительности обеспечила устойчивое определение значений тензора импеданса на периодах более 100 сек, что значительно превысило требуемую глубину исследований (10 - 15 км по данным распределения гипоцентров землетрясений). Следующий этап обработки каждой из часовых ре-

ализаций включал пересчет значений тензора импеданса на азимуты через  $15^\circ$ , а также вычисление и построение осредненных кривых кажущегося электрического сопротивления до момента взрыва по каждому направлению  $Ro-av_{[\alpha]}$ . Итоговой процедурой по расчету азимутальных характеристик вариаций электрического сопротивления явилось вычисление отклонения  $DRo_{[t,\alpha]}$  текущей ориентированной кривой кажущегося сопротивления  $Ro_{[t,\alpha]}$  от средней кривой  $Ro-av_{[\alpha]}$  по всем часовым интервалам и для всех рассматриваемых азимутов. Азимутальные характеристики временных рядов вариаций компонент тензора импеданса  $t$  были представлены как в виде псевдоразрезов, так и в виде семейств ориентированных кривых. На рисунке 2 приведены псевдоразрезы кажущегося электрического сопротивления по двум азимутам ( $0^\circ$  и  $90^\circ$ ).

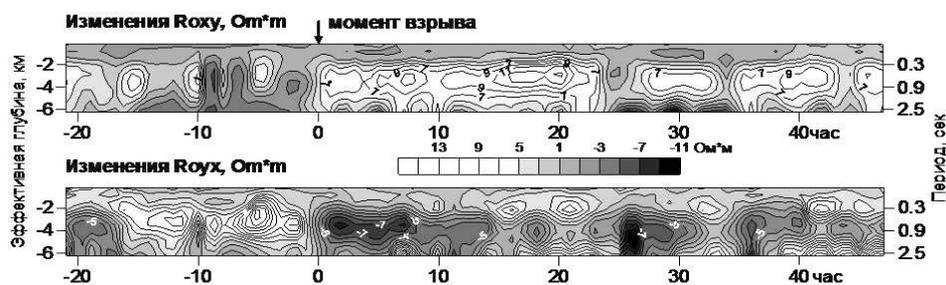


Рисунок 2. Временные ряды вариаций компонент тензора импеданса по Камбаратинскому эксперименту, представленные в виде псевдоразрезов кажущегося электрического сопротивления по направлениям  $x$  и  $y$ , (азимуты  $0^\circ$  и  $90^\circ$ )

Рассмотрим поведение этих вариаций на рисунке 2 в зависимости от периода МТ-зондирований и азимутов  $\alpha$ . Обращает на себя внимание то, что для 36-го и для 37-го часа в интервале периодов  $-2 < \text{Log}_{10}(T) < -0.7$ ; ( $0.01 < T < 0.2$  сек) вариации кажущегося электрического сопротивления по всем азимутам очень близки к нулю. Это свидетельствует о том, что в указанном интервале периодов (эффективная глубина проникновения поля от  $\sim 0.6$  км до  $\sim 2$  км) существенных изменений электрического сопротивления во времени не произошло. Далее для периодов  $-0.7 < \text{Log}_{10}(T) < 0.1$ , ( $0.2 < T < 1.2$  сек), что соответствует эффективной глубине проникновения поля от  $\sim 2$  км до  $\sim 5$  км) наблюдается анизотропное изменение значений электрического сопротивления: для азимутов  $75^\circ-90^\circ$  наблюдается возрастание, а для ортогонального направления  $0^\circ-15^\circ$  наблюдается уменьшение. Такое поведение наблюдается практически для всех часовых интервалов МТЗ после взрыва, за исключением сильно зашумленных

Представленные выше результаты исследования динамики ориентированных МТ кривых указывают на расширение возможностей использования электромагнитных зондирований в качестве инструмента изучения параметров напряженно-деформированного состояния геосреды. Так, на основе анализа азимутальных зависимостей вариаций электропроводности в массивах горных пород, могут быть получены азимутальные

характеристики процесса изменения тектонических напряжений, дополняющие комплекс геофизических параметров, имеющих зависимость от азимута. В качестве рабочей гипотезы для объяснения вариаций кажущегося сопротивления, связанных с изменением напряженно-деформированного состояния геологических объектов, принята гипотеза о перераспределении флюида между системами трещин, пронизывающих геологические объекты и обладающих различной ориентацией [5, 6].

Анализ результатов полевых измерений 2011 г. при магнитотеллурическом зондировании продолжается для 34 пунктов (запись не менее 72 часов) на предмет выявления индикаторных точек, которые являются наиболее чувствительными к воздействию на геологическую среду и наиболее ярко отражают взаимосвязь современных природных и техногенных геодинамических процессов и вариаций физических свойств горных пород.

*Исследования осуществляются в рамках функционирования Научно-образовательного центра, организованного Научной станцией РАН и Киргизско-Российским Славянским университетом, при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ по выполнению федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» (государственный контракт № 02.740.11.0730) и частично при поддержке РФФИ, грант 10-05-00572-а.*

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Проявление геодинамических процессов в геофизических полях / Под ред. Е. П. Велихова, В. А. Зейгарника. - М.: Наука, 1993. – 158 с.
2. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). - М.: Научный мир, 2005. – 400 с.
3. Сидорин, А. Я. Предвестники землетрясений / А. Я. Сидорин // М.: Наука, 1992.
4. Соболев, Г. А. Физика землетрясений и предвестники / Г. А. Соболев, А. В. Пономарев // М.: Наука. 2003. – 269 с.
5. Bogomolov, L. Comparative analysis of GPS, seismic and electromagnetic data on the Central Tien Shan Territory. / L. Bogomolov [et al] // Tectonophysics, 2007. – Vol. 431. – P. 143 - 151.
6. Busby, J. P. The effectiveness of azimuthal apparent-resistivity measurements as a method for determining fracture strike orientations / J.P. Busby // Geophysical Prospecting, 2000. 48 – P. 677 - 695.

**ОРТАНЫҢ КЕРНЕУ-ДЕФОРМАЦИЯЛЫҚ КҮЙІН ЗЕРДЕЛЕУ  
ҮШІН ГЕОФИЗИКАЛЫҚ МОНИТОРИНГІН ҚОЛДАНУ**

**Баталева Е.А.**

*Ғылымның федераль мемлекеттік бюджеттік мекемесі РҒА Ғылыми станциясы, Бишкек, Қырғызстан*

Камбарты жарылысын жүргізу уақытында РҒА Ғылыми станциясының жылжымалы және стационар пунктері желісімен алынған режимдік сейсмологиялық, электрмагниттік және GPS бақылаулардың нәтижелері талдануда. Ерекше назары магниттеллуриялық зондтау деректеріне – вариациялардың уақыттық қатарына және болып көрінетін электр кедергінің анизотропиясының сипаттамаларына, олардың ортаның кернеу-деформациялық күйімен байланысына аударылған.

**APPLICATION OF GEOPHYSICAL MONITORING  
TO STUDY STRESSED AND DEFORMED STATE OF MEDIUM**

**E.A. Bataleva**

*Federal State Budgetary Institution of Science Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek city*

The paper presents analysis of results of geophysical monitoring of Bishkek geodynamic test site. Examined are the time series of apparent electrical resistance variations depending on azimuth in the area of Kambarata explosion. Particular attention is focused on characteristics of anisotropy of apparent resistance and their relationship with stressed and deformed state of medium.

УДК 550.311

## ОБ ИНФОРМАТИВНОСТИ МОНИТОРИНГОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В СКВАЖИНАХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Юрков А.К., Демежко Д.Ю., Уткин В.И.

*Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича Уральского отделения РАН, Екатеринбург, Россия*

Анализируются причины низкой эффективности гидрогеодинамического метода в варианте измерения уровня столба жидкости по скважинам при изучении тектонического режима. Приведены примеры и проведена сравнительная оценка изменений геодинамической обстановки по вариациям температуры в скважинах и по изменению уровня столба жидкости перед тектоническими событиями. Показаны преимущества температурных измерений по сравнению с измерением уровня столба жидкости.

К настоящему времени известно более 200 физических явлений, которые так или иначе связаны с процессом подготовки тектонических событий. Возможности и применение каждого метода, основанного на том или ином явлении, имеют свои индивидуальные ограничения, как со стороны технической реализации мониторинговых наблюдений, так и наличия четкого прогностического эффекта и надежности его регистрации. В [1] группой камчатских ученых приведены статистические данные об эффективности ряда предвестников из числа реализуемых в данном регионе. Результаты их исследований показали, что наибольшей эффективностью обладают методы, основанные на измерениях ионосферных полей, на втором месте - радоновый предвестник. Однако в списке анализируемых методов нет гидрогеодинамического способа, контролирующего изменение уровня столба жидкости в скважинах [1], хотя его используют на большинстве наблюдательных полигонов в сейсмоактивных районах России и за рубежом в качестве основного. В чем же причины низкой эффективности гидрогеодинамического метода в этом регионе и есть ли возможности для ее повышения?

Основываясь на результатах работ, проведенных авторами на полигонах Урала, Северного Тянь-Шаня, Сахалина и Курильских островов, причины, определяющие низкую эффективность гидрогеодинамического метода по измерению уровня столба жидкости, можно объединить в две группы [2 - 4]. К первой группе могут быть отнесены причины геологической направленности, обусловленные особенностями геологического строения изучаемого региона. Это, прежде всего, наличие разломной тектоники, протяженность водоносных горизонтов, величины геотермического градиента и ряд других факторов. Ко второй группе относятся причины, связанные с организацией наблюдений и использованием скважины как геофизического инструмента. Сюда можно отнести выбор водоносного горизонта в качестве информативного, качество герметичности обсадной колонны до гидрогеологического фильтра, отсутствие заколонной циркуляции скважинной жидкости, влияние метеофакторов и ряд других факторов.

Первая группа причин накладывает ограничения на «дальнодействие» метода. В общем случае при формировании очага землетрясения передача изменения давления к наблюдательной скважине через поровое пространство, заполненное водой, осуществляется благодаря слабой сжимаемости жидкости. Но если между скважиной и горными породами, в которых происходит изменение объема порового пространства за счет деформационных процессов, находится проницаемая тектоническая зона, она выступает как демпфер и затрудняет передачу давления пластовой жидкости за ее пределы. То есть, тектоническая зона служит своеобразным экраном, не пропускающим изменение давления, возникающее в очаге готовящегося землетрясения, через подземную гидросферу. Отсюда следует, что «дальнодействие» метода определяется степенью тектонической нарушенности горных пород, находящихся между очагом готовящегося события и наблюдательной скважиной, т.е. фактически размерами монолитных блоков горных пород. Размеры таких блоков, ограниченных тектоническими зонами, редко превышают первые десятки километров. Поэтому не удивительно, что землетрясения, используемые в [1] для оценки эффективности предвестников, не отразились в гидрогеодинамическом поле, поскольку все они произошли на значительных расстояниях от наблюдательных станций. Вторым существенным ограничением «дальнодействия» метода является глубина достижения критической температуры воды, равной  $374,1^{\circ}\text{C}$ . При такой температуре и давлении  $217,7 \cdot 10^5 \text{Па}$  вода переходит в пароводяную смесь, обладающую существенно большей сжимаемостью по сравнению с жидкой водой [5]. Последнее обстоятельство затрудняет передачу давления за пределы области деформации. Глубина, на которой достигается такая температура, зависит от величины геотермического градиента в месте расположения наблюдательной скважины. Так, для условий Южных Курил при геотермическом градиенте  $0,1^{\circ}\text{C}/\text{м}$ , эта температура достигается уже на глубинах 6 - 8 км. Таким образом, причины первой группы ограничивают «дальнодействие» метода до размеров монолитных бло-

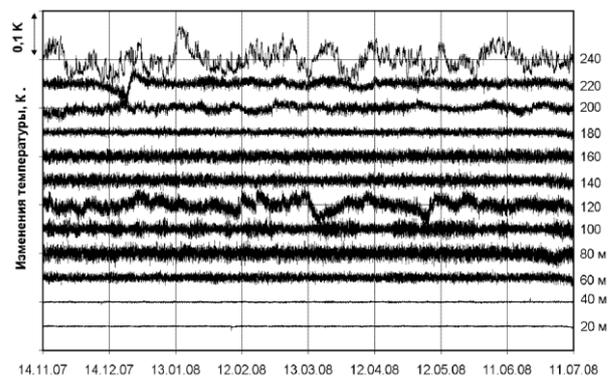
ков и глубин очага землетрясений до 8 - 20 км. Естественно, что глубокофокусные события и неглубокие, с небольшой магнитудой, происходящие на расстоянии сотен километров, непосредственно не должны отражаться в гидрогеодинамическом поле. Вторая группа причин связана с особенностью использования скважины как геофизического инструмента. Движение жидкости по стволу скважины может быть использовано для контроля изменения гидравлического давления в различных водоносных горизонтах. Успешная реализация гидрогеодинамического метода возможна в том случае, когда рабочий водоносный горизонт гидравлически связан с деформируемым блоком горных пород. Поэтому, хотя в качестве рабочего горизонта выбирается самый нижний, нет никакой гарантии, что он будет самым информативным, особенно в районах слабого развития осадочного чехла.

Следующим важным условием успешной реализации рассматриваемого метода является отсутствие «заколонных» перетоков, т.е. хорошее качество цементирования затрубного пространства. Это обстоятельство является практически неконтролируемым при подготовке скважины к измерениям. В скважинах, где отсутствует обсадка, изменение давления в одном из водоносных горизонтов может быть компенсировано за счет перетока жидкости в другой, без изменения положения уровня воды в ней. Таким образом, успешная реализация гидрогеодинамического метода в варианте измерения уровня жидкости зависит от многих причин геологического и технологического характера, которые в ряде случаев могут существенно снизить его информативность.

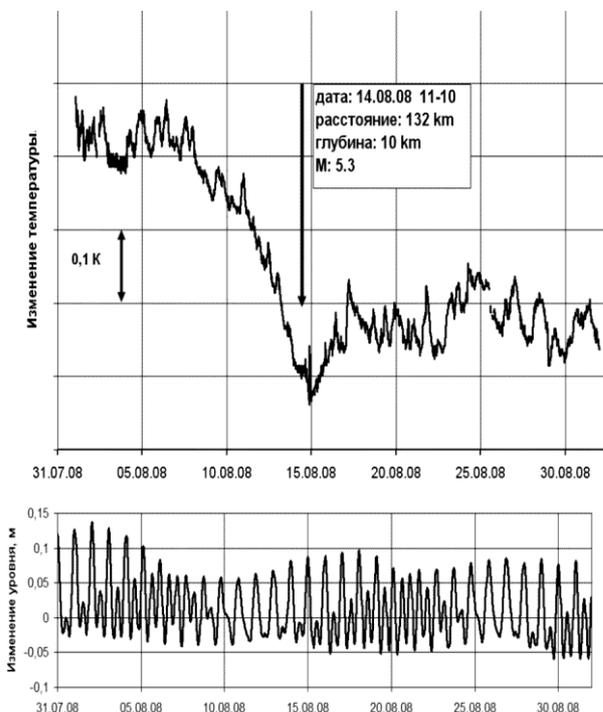
Получить информацию об изменениях гидрогеодинамического поля можно по измерениям движений жидкости в различных интервалах наблюдательной скважины. Такие наблюдения легко осуществляются путем измерения температуры жидкости датчиками, стационарно расположенными по стволу скважины. В этом случае может быть получена информация по всем водоносным горизонтам в разрезе скважины без ее специальной подготовки. На рисунке 1 приведен фрагмент записи изменения температуры датчиками, стационарно расположенными на разных глубинах в наблюдательной скважине К-1 на острове Кунашир [2].

Из рисунка 1 видно насколько велика разница в интенсивности движения жидкости на различных горизонтах и, соответственно, геодинамическая информативность. Следует отметить, что даже те низкоамплитудные изменения температуры на глубине 40 м, практически не видимые в масштабе рисунка 1, полностью повторяют вариации уровня столба жидкости, измеренные аппаратурой «Радиус-М», т.е. температурные измерения на небольшой глубине можно использовать для контроля изменения уровня столба жидкости. На рисунке 2 приведен пример за-

писи изменений температуры на глубине 240 м и уровня жидкости в скважине К-1 (о. Кунашир).



*Рисунок 1. Остров Кунашир. Скважина К-1. Изменение температуры на глубинах 60 – 240 м в период с 14.11.2007г. по 11.07.2008 г. [2]*



*Рисунок 2. Остров Кунашир. Скважина К – 1. Изменение температуры на глубине 240 м и уровня столба жидкости. Август 2008 г.*

По температурным изменениям хорошо отмечается процесс подготовки землетрясения 14 августа 2008 г. В тоже время на вариациях уровня процесс подготовки этого события не отразился. Особенно эффектно отражен в температурных изменениях, приведенных на рисунок 3, процесс подготовки землетрясения 11 марта 2011 года в Японии. Закономерное изменение температуры длилось в течение почти 5 месяцев.

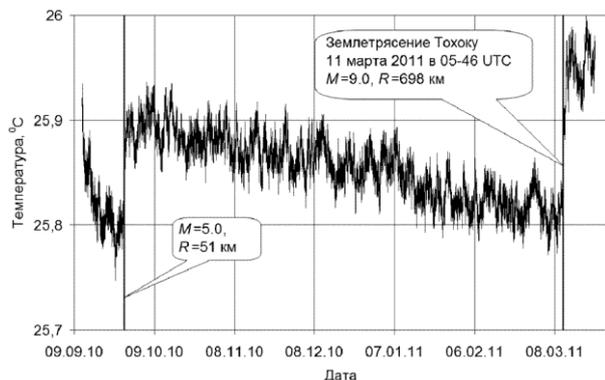


Рисунок 3. Остров Кунашир. Скважина К-1.  
Изменение температуры в скважине  
перед землетрясением Тохоку 11.03.2011

### Выводы

Анализ результатов скважинного температурного мониторинга показал, что низкая эффективность гидрогеодинамического метода в варианте измерения уровня столба жидкости обусловлена, с одной стороны, геологическими условиями района расположения наблюдательных скважин и, с другой стороны, - техническими осложнениями в их оборудовании для наблюдений. Приведенные экспериментальные данные подтверждают, что мониторинговые температурные измерения в скважинах позволяют получить существенно больше информации об изменениях гидрогеодинамического поля перед тектоническими событиями, по сравнению с традиционными измерениями уровня столба жидкости. Важно отметить, что организация мониторинговых температурных измерений не предъявляет особых требований к оборудованию скважин для наблюдений.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Гордеев, Е. И. Предвестники Камчатских землетрясений (по материалам Камчатского отделения федерального центра прогнозирования землетрясений 1998-2004гг.) / Е. И. Гордеев, В. А. Салтыков, Ю. К. Серафимова // Вулканология и сейсмология, 2006. – № 4. – С. 3 - 13.
2. Демежко, Д. Ю. Исследование температурных вариаций в скважине kun-1 (остров Кунашир) / Д. Ю. Демежко [и др.] // Доклады Академии Наук, 2010. – том 434, № 6. – С. 811 - 816.
3. Юрков, А. К. Отражение Курильских землетрясений 2006 года в радоновом и гидрогеодинамическом полях на острове Кунашир / А. К. Юрков // Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Четвертые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича: материалы. Екатеринбург, 2007. – С. 129 - 131.
4. Demezhko, D. Yu. Temperature variation at different depth in borehole Kun-1 (Kunashir Island, Russia) / D. Yu., Demezhko [et al] // CD-Abstracts IASPEI 2009 General Assembly, Cape Town, South Africa, 10 - 16 January 2009.
5. Кикоин, И. К. Молекулярная физика / И. К. Кикоин, А. К. Кикоин // М.: Физматгиз, 1963. – 500 с.

### ТЕКТОНИКАЛЫҚ РЕЖИМІН ЗЕРДЕЛЕУІНДЕ ҰҢҒЫМАЛАРДА ТЕМПЕРАТУРАНЫ МОНИТОРИНГТІК ӨЛШЕУ АҚПАРАТТЫЛЫҒЫ ТУРАЛЫ

Юрков А.К., Демежко Д.Ю., Уткин В.И.

*РФА Орал бөлімінің Ю.П.Булашевич атындағы Геофизика институты, Екатеринбург, Ресей*

Тектоникалық режимін зерделеуінде ұңғымалар бойынша сұйықтың бағана деңгейін өлшеу вариантында геодинамикалық әдістің төмен тиімділігінің себептері талданылады. Үлгілері келтіріліп, ұңғымаларда температураның вариациялары бойынша және сұйықтың бағана деңгейі өзгеру бойынша тектоникалық оқиғалар алдында геодинамикалық жағдайы өзгеруін салыстырма бағалауы келтіріледі. Сұйықтың бағана деңгейін өлшеуіне салыстырғанда температуралық өлшеулердің артықтығы көрсетіледі.

### INCREASING INFORMATIVITY OF HYDROGEODYNAMIC METHOD FOR EARTH'S CRUST TECTONIC REGIME INVESTIGATION BASED ON THE BOREHOLE TEMPERATURE MONITORING

A.K. Yurkov, D.Yu. Demezhko, V.I. Outkin

*Institute of Geophysics Uralsk Department of RAS, Yekaterinburg, Russia*

Low informativity of hydrogeodynamic method based on the water level measurements in boreholes in tectonic regime investigations has been discussed. Examples and comparative estimations of geodynamic changes against temperature and water level variations prior to tectonic events have been presented as well as advantages of temperature measurements compared to water level measurements.

УДК 550.334

## ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН В РАЙОНАХ ЯДЕРНЫХ ПОЛИГОНОВ ЛОБНОР И НОВАЯ ЗЕМЛЯ

<sup>1)</sup>Копничев Ю.Ф., <sup>2)</sup>Соколова И.Н.

<sup>1)</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

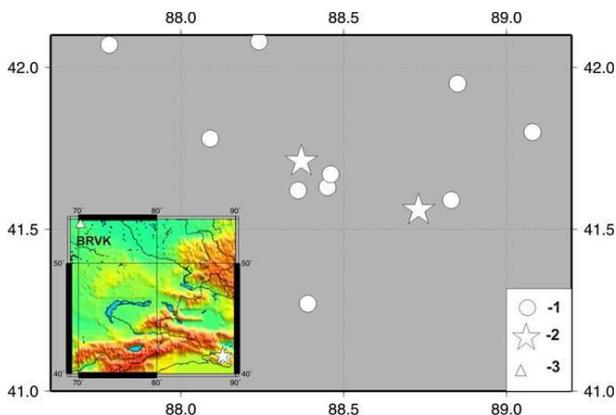
<sup>2)</sup>Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Рассмотрены временные вариации поля поглощения короткопериодных поперечных волн в районах ядерных полигонов Лобнор и Новая Земля. Используются методы, основанные на анализе относительного уровня волн Sn и Pn (параметра Sn/Pn), а также наклона огибающих Р-коды. Обработано более 70 записей подземных ядерных взрывов (ПЯВ) и землетрясений, полученных станциями BRVK и NORSAR. Установлено, что по записям ПЯВ, проведенных на обоих полигонах с конца 1960-х до 1990-х годов, отмечается существенное уменьшение средней величины Sn/Pn, а также увеличение наклона огибающей Р-коды. На записях землетрясений из области полигона Лобнор отмечено уменьшение со временем значения параметра Sn/Pn и после прекращения серии ПЯВ. Предполагается, что обнаруженные эффекты связаны с миграцией глубинных флюидов вследствие длительного интенсивного техногенного воздействия.

Ранее [1] выявлены существенные временные вариации поля поглощения короткопериодных поперечных волн в районе Семипалатинского испытательного ядерного полигона (СИЯП), которые связывались с миграцией глубинных флюидов в результате длительного интенсивного техногенного воздействия на геологическую среду. В данной статье рассматриваются такие вариации в районах ядерных полигонов Лобнор (ЛИЯП) и Новая Земля (НЗИЯП).

### СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЙ И ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ

ЛИЯП расположен в сейсмически активном районе Восточного Тянь-Шаня, где происходят землетрясения с  $M > 7.0$ . Здесь в период с 1969 по 1996 гг. было произведено 22 подземных ядерных взрыва (ПЯВ) с  $m_b = 4.5 - 6.5$  (рисунок 1) [2]. Мощность взрывов не превышала 700 кт. В районе ЛИЯП и его близких окрестностях (в границах территории, приведенной на рисунке 1), начиная с 1969 г., зарегистрировано 15 землетрясений с  $m_b = 4.5 - 5.9$ .

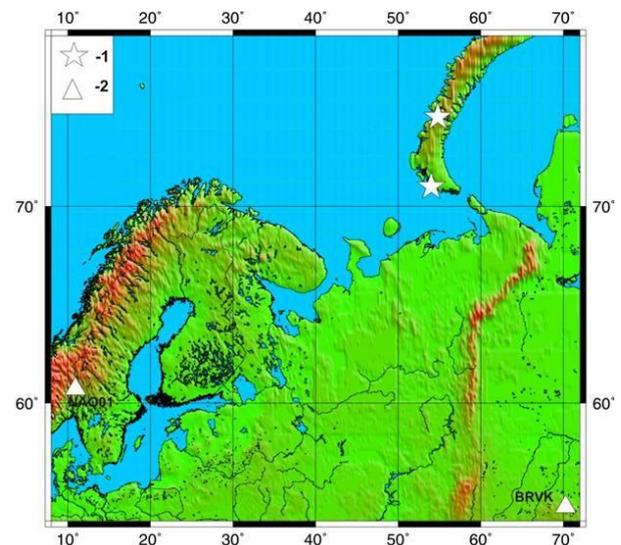


1 – эпицентры землетрясений; 2 – главные испытательные площадки проведения ПЯВ; 3 – сейсмическая станция. На врезке показано положение полигона (2) и станции BRVK (3)

Рисунок 1. Карта области ЛИЯП

Обработаны записи ПЯВ, произведенных в 1969 - 1996 гг., а также близких к полигону землетрясений, которые были получены станцией BRVK, расположенной в северном Казахстане (рисунок 1). В общей сложности обработано 26 сейсмограмм, зарегистрированных в 1969 - 2010 гг. на эпицентральных расстояниях ~1800 - 2000 км.

НЗИЯП находится в слабосейсмичном районе, где землетрясения с  $m_b > 4.7$  не известны. В то же время здесь зарегистрировано в общей сложности 39 ПЯВ, включая самые мощные из проводившихся в бывшем СССР (более 1000 кт [3]). Рассмотрены записи, полученные станцией BRVK, а также норвежской группой NORSAR на эпицентральных расстояниях ~2070 - 2370 км (рисунок 2). Всего обработано 45 записей ПЯВ.

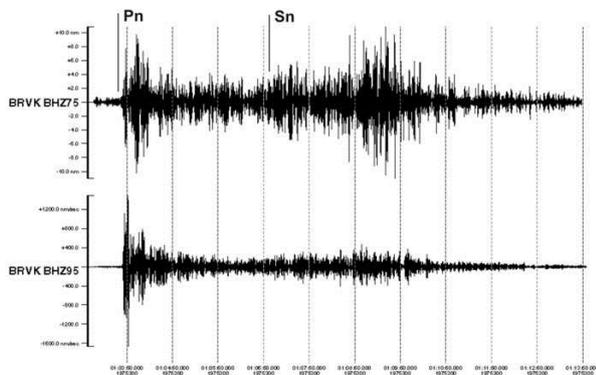


1 – испытательные площадки; 2 – сейсмические станции

Рисунок 2. Расположение испытательных площадок на НЗИЯП и сейсмических станций

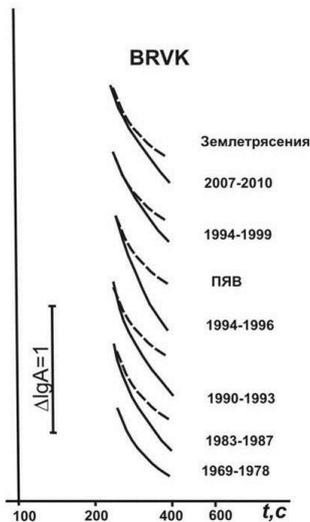
**МЕТОДИКА**

Использована методика, связанная с анализом отношения максимальных амплитуд в волнах Sn и Pn (параметра  $lgA_{Sn/APn}$ ) [4]. В [5] показано, что группа Sn формируется главным образом поперечными волнами, отраженными от субгоризонтальных границ в верхней мантии. Отношение амплитуд использовано для нормировки, поскольку волны Sn и Pn распространяются по близким трассам. Дополнительно проведен анализ наклона огибающих P-коды. Как установлено ранее, кода P-волны в рассматриваемом диапазоне расстояний формируется в основном волнами, распространяющимися вблизи от лучевой плоскости, в результате обменного рассеяния типа S-P в области очага [6]. В этом случае кода-волны пересекают кору и верхи мантии в области эпицентра под более крутыми углами, чем группа волн Sn [5, 9]. Рассматривался параметр



Верхняя трасса – взрыв 27.10.1975 г., нижняя – 17.08.1995 г. Стрелка – вступления волн Pn, Sn

Рисунок 3. ЛИЯП. Примеры записей ПЯВ. Станция BRVK, канал 1.25 Гц



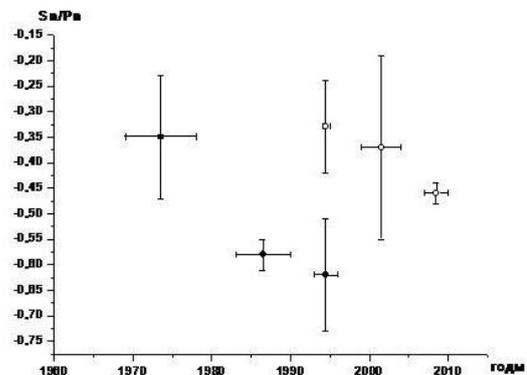
Пунктир – огибающая за период 1969 - 1978 гг. Время t отсчитывается от начала излучения в очаге

Рисунок 5. ЛИЯП. Общие огибающие P-коды для ПЯВ и землетрясений в разные интервалы времени

$lg(A_c/A_p)$ , где  $A_c$  – уровень огибающей коды в фиксированный момент времени  $t_c$ , отсчитываемый от начала излучения в очаге. Далее, для краткости, названные параметры обозначены как Sn/Pn и C/P, соответственно. Поскольку поглощение существенно зависит от частоты, записи вертикальной компоненты предварительно подвергались узкополосной фильтрации (использовался фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и шириной 2/3 октавы).

**АНАЛИЗ ДАННЫХ**

ЛИЯП. На рисунке 3 приведены примеры записей ПЯВ, произведенных на ЛИЯП. На записи взрыва, произведенного 27.10.1975 г., группа Sn-волн имеет относительно большие амплитуды, тогда как на записи ПЯВ, полученной через 20 лет (17.08.1995 г.), отношение Sn/Pn заметно уменьшилось, а скорость затухания амплитуд в P-коде увеличилась.



Пересекающиеся отрезки: горизонтальный - интервал осреднения данных; вертикальный - стандартное отклонение. Среднее значение для ПЯВ - значок залитый; для землетрясений - незалитый

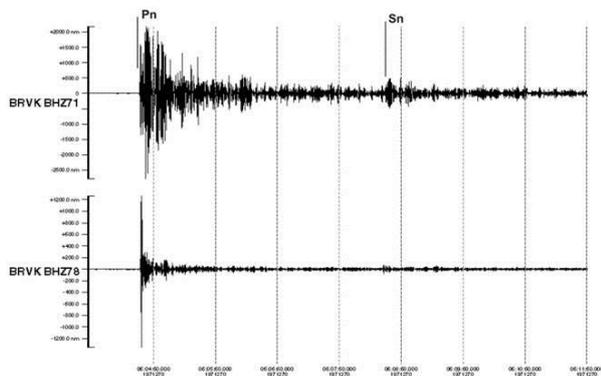
Рисунок 4. ЛИЯП. Зависимость средних величин Sn/Pn от времени

На рисунке 4 представлены графики зависимости Sn/Pn от времени для ПЯВ и землетрясений в различные отрезки времени с 1978 г. по 2010 г.

Из рисунка 4 следует, что величины Sn/Pn по записям ПЯВ убывают со временем, и в 1993 - 1996 гг. становятся в среднем ниже, чем в 1969 - 1978 гг., на 0.26 ед. лог. Интересно, что после прекращения испытаний ядерного оружия аналогичная тенденция прослеживается и по записям землетрясений: в 2007 - 2010 гг. по сравнению с периодом 1994 - 1995 гг. анализируемый параметр в среднем уменьшается на 0.13 ед. лог. Следует отметить также, что в интервале 1993 - 1996 гг. величина Sn/Pn для землетрясений выше, чем для ПЯВ, на 0.29 ед. лог. Из рисунка 5 видно, что наклон огибающих P-коды для записей ПЯВ существенно растет со временем, так что средние величины C/P при  $t_c=380$  с уменьшаются с -0.54 в 1969 - 1978 гг. до -0.74 в 1994 - 1996 гг. Для записей землетрясений параметр C/P уменьшается с -0.62 в 1994 - 1999 гг. до -0.72 в 2007 - 2010 гг. По сравнению с Sn/Pn данный параметр уменьшается

со временем несколько слабее как для ПЯВ, так и для землетрясений.

**НЗИЯП.** На рисунке 6 приведены записи двух ПЯВ, полученные станцией BRVK (27.01.1971 г. и 10.08.1978 г.). Видно, что через 7.5 лет после первого взрыва на записи резко уменьшился относительный уровень амплитудгруппы Sn-волн, а также существенно увеличилась скорость затухания амплитуд в коде Р-волны. Рисунок 7 иллюстрирует

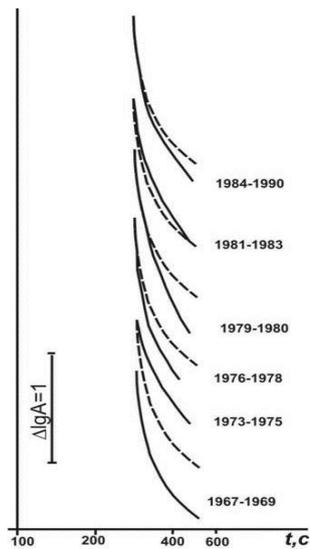


Верхняя трасса – взрыв 27.01.1971 г., нижняя – 10.08.1978 г.  
Стрелки – вступления волн Pn, Sn

Рисунок 6. НЗИЯП. Примеры записей ПЯВ.  
Станция BRVK, канал 1.25 Гц

На рисунке 8 показаны общие огибающие Р-коды в различные интервалы времени за 1967 – 1990 гг. по записям станции BRVK.

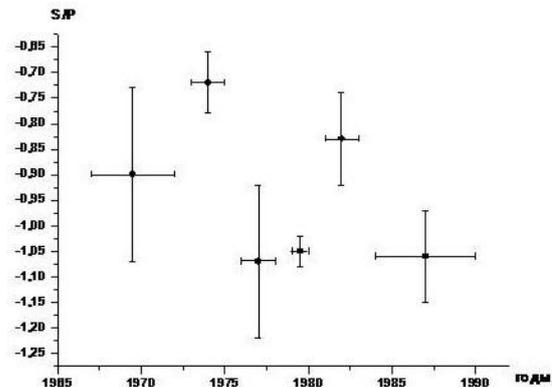
Из рисунка 8 видно, что наклон огибающих изменяется не монотонно: в 1973 – 1975 гг. и 1981 - 1983 гг. он резко уменьшился, а в остальных интервалах времени увеличился. Параметр С/Р ( $t_c=400$  с) в данном случае варьируется от -0.65 в 1973 - 1975 гг. до -1.36 в 1976 - 1980 гг. Следует отметить, что, в



Пунктир – огибающая за период 1967 - 1969 гг.

Рисунок 8. НЗИЯП Общие огибающие Р-коды для ПЯВ в разные интервалы времени. Станция BRVK

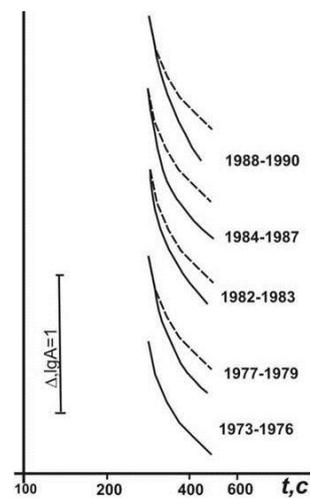
зависимость параметра Sn/Pn от времени. Из рисунка следует, что в целом величины Sn/Pn уменьшаются со временем, однако, в отличие от рисунка 4, эта зависимость немонотонная. Выделяются эпизоды роста средних величин Sn/Pn в 1973 - 1975 и 1981 - 1983 гг. (соответственно до -0.72 и -0.83), сопровождающиеся интервалами их резкого падения в 1976 - 1978 и 1984 - 1990 гг. (до -1.07 и -1.06).



Обозначения – на рисунке 4

Рисунок 7. НЗИЯП. Зависимость средних величин Sn/Pn от времени (по записям ПЯВ)

отличие от взрывов на ЛИЯП, параметр С/Р здесь изменяется значительно сильнее, чем Sn/Pn. На рисунке 9 представлены вариации формы огибающих Р-коды по данным станции NAO01, входящей в группу NORSAR. Интересно, что в данном случае в 1982 - 1983 гг. также наблюдается локальное уменьшение наклона огибающих на фоне общего его увеличения в 1973 - 1990 гг.



Пунктир – огибающая за период 1973 - 1976 гг.

Рисунок 9. НЗИЯП. Общие огибающие Р-коды для ПЯВ в разные интервалы времени. Станция NAO01

**ОБСУЖДЕНИЕ**

Полученные данные свидетельствуют о существенном увеличении с течением времени поглощения S-волн на трассах от испытательных полигонов до станций BRVK и NORSAR. Поскольку станции находятся в слабосейсмичных районах, характеризующихся сравнительно слабым затуханием S-волн [7], то основные вариации поля поглощения должны приходиться на земную кору и верхи мантии в областях полигонов. Анализ затухания коровой фазы  $L_g$  в районе Восточного Тянь-Шаня, приведенный в [4], показал, что поглощение S-волн в земной коре области ЛИЯП относительно слабое. Отсюда следует, что главные изменения поля поглощения наблюдаются здесь в верхах мантии.

Наиболее естественное объяснение обнаруженных эффектов связано с миграцией глубинных флюидов в литосфере [1, 8, 9]. Частично расплавленные материалы, которые также приводят к высокому поглощению S-волн, не могут подниматься относительно быстро из-за очень большой вязкости по сравнению с флюидами. Миграция флюидов, по-видимому, обусловлена резким увеличением проницаемости пород при вибрационном воздействии, которое выявлено даже в модельных экспериментах [10], а на глубинах, соответствующих нижней коре и верхам мантии, этот эффект существенно усиливается из-за архимедовой силы, стремящейся “выдавить” флюиды наверх. В этой связи следует заметить, что увеличение проницаемости нижней коры, которое приводило к ускорению подъема мантийных флюидов, наблюдалось в районе юго-западной Японии при прохождении низкочастотных волн Рэлея от сильных землетрясений даже на эпицентральных расстояниях ~4 - 5 тыс. км [11]. Из рисунка 4 следует, что в области ЛИЯП подъем флюидов продолжился и после окончания серии ПЯВ, несмотря на то, что сейсмическая энергия происшедших здесь землетрясений была значительно ниже, чем у ПЯВ. Ранее аналогичный эффект был установлен для области Семипалатинского полигона [1, 12]. Это можно объяснить инерционностью процессов подъема флюидов после нарушения равновесия, вызванного интенсивным техногенным воздействием.

Немонотонность во времени изменения параметров поля поглощения в области НЗИЯП, вероятно,

обусловлена очень большой энергией проводившихся здесь ПЯВ. Характерно, что самое резкое падение параметра Sn/Pn наблюдалось в 1976 - 1978 гг., сразу после окончания серии наиболее мощных взрывов. Можно предполагать, что здесь имели место сравнительно короткие импульсы подъема флюидов из узких диапазонов глубин. Увеличение значений параметра Sn/Pn в короткие временные отрезки, по-видимому, можно объяснить относительно быстрой миграцией флюидов в горизонтальном направлении в земной коре, характеризующейся сравнительно высокой проницаемостью пород. Это должно приводить к уменьшению поглощения S-волн на отрезке трассы в коре.

Очень большие вариации параметра C/P для области НЗИЯП (по сравнению с Sn/Pn), скорее всего, объясняются тем, что флюиды поднимаются в основном в ближайших окрестностях полигона, в связи с чем сильнее изменяются динамические характеристики волн, более круто пересекающих кору и верхи мантии. В то же время в области ЛИЯП наблюдается противоположная картина, из чего следует, что флюиды мигрируют сильнее к северо-западу от полигона. Этот вывод согласуется с данными об аномалиях поля поглощения в районе Восточного Тянь-Шаня, полученными в [13] путем анализа записей станции Маканчи (MKAR). Из рисунков 5 и 8 следует, что общий диапазон изменения величин C/P в области ЛИЯП гораздо меньше, чем в области северного полигона. Скорее всего, это объясняется значительно более интенсивным подъемом флюидов в области НЗИЯП, обусловленным во много раз большей общей энергией ПЯВ, проводившихся на этом полигоне, по сравнению с ЛИЯП.

Полученные данные являются новыми свидетельствами того, что длительное интенсивное техногенное воздействие способно приводить к изменению характеристик среды на достаточно больших глубинах в земной коре и верхней мантии. Ранее такие свидетельства были получены для областей Семипалатинского и Невадского полигонов [1, 12]. Следует отметить важность учета выявленных временных вариаций поля поглощения поперечных волн при работах по распознаванию ПЯВ и землетрясений [14].

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Копничев, Ю. Ф. Пространственно-временные вариации структуры поля поглощения поперечных волн в районе Семипалатинского полигона / Ю. Ф. Копничев, И. Н. Соколова // Физика Земли. 2001. – № 11. – С. 73 - 86.
2. Fisk, M. Accurate locations of nuclear explosions at the Lop Nor test site using alignment of seismograms and ICONOS satellite imagery / M. Fisk // Bull. Seismol. Soc. Amer. 2002. – V. 92. N 8. – P. 2911 - 2525.
3. Михайлов, В. Н. Испытания ядерного оружия и ядерные взрывы в мирных целях СССР, 1949 - 1990. / В. Н. Михайлов // Саров: РФЯЦ-ВНИИЭФ, 1996. – 68 с.
4. Копничев, Ю. Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в земной коре и верхам мантии в районе полигона Лобнор / Ю. Ф. Копничев, И. Н. Соколова // Докл. РАН. 2008. – Т. 420, № 2. – С. 239 - 242.
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. Koper, K. Array analysis of regional-distance P-coda in South Asia / K. Koper, A. Fatehi // Bull. Seismol. Soc. Amer. 2009. – V. 99. N 4. – P. 2509 - 2522.
7. Шукин, Ю. К. Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР. / Ю. К. Шукин [и др.] // М.: Наука, 1987. – 238 с.
8. 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. 25 - 34.
9. 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.
10. Барабанов, В. Л. О некоторых эффектах вибрационного сейсмического воздействия на водонасыщенную среду. Сопоставление их с эффектами удаленных сильных землетрясений / В. Л. Барабанов [и др.] // Докл. РАН, 1987.– Т. 297. № 1. – С. 53 - 56.
11. Miyazawa, M. Evidence suggesting fluid flow beneath Japan due to periodic seismic triggering from the 2004 Sumatra-Andaman earthquake / M. Miyazawa, J. Mori // Geophys. Res. Lett. 2006. – V. 33. L05303.
12. Копничев, Ю. Ф. О геодинамических процессах в районах трех ядерных полигонов / Ю. Ф. Копничев, И. Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2009. – Вып. 3. – С. 48 - 54.
13. Копничев, Ю. Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных поперечных волн в литосфере Восточного Тянь-Шаня и их связь с сейсмичностью / Ю. Ф. Копничев, И. Н. Соколова // Докл. РАН, 2012. – Т. 442, № 6. – С. 821 - 824.
14. Копничев, Ю. Ф. Исследования по сейсмическому распознаванию ядерных взрывов на полигоне Лобнор / Ю. Ф. Копничев, О. М. Шепелев, И. Н. Соколова И. Н. // Физика Земли, 2001. – № 12 – С. 64 - 77.

## ЛОБНОР ЖӘНЕ НОВАЯ ЗЕМЛЯ ЯДРОЛЫҚ ПОЛИГОНДАРЫ АУДАНЫНДАРЫНДА S – ТОЛҚЫНДАР ЖҰТЫЛУ ӨРІСІНІҢ УАҚЫТТЫЛЫҚ ВАРИАЦИЯЛАРЫ

<sup>1)</sup>Копничев Ю.Ф., <sup>2)</sup>Соколова И.Н.

<sup>1)</sup>РФА О.Ю. Шмидт атындағы Жер физикасы институты, Мәскеу, Ресей

<sup>2)</sup>ҚР ҰАО Геофизикалық зерттелері институты, Курчатова, Қазақстан

Лобнор және Новая Земля ядролық полигондардың аудандарында қысқапериодты көлденең толқындар жұтылу өрісінің сипаттамалары мен динамикасы қаралған. Sn және Pn толқындардың салыстырмалы деңгейін (Sn/Pn параметрлері), сондай-ақ P-коданың орайжанауыштары енісін талдауында негізделген әдістері пайдаланылған. Жерасты ядролық жарылыстар (ЖЯЖ) мен жерсілкінулердің BRVK және NORSAR станцияларымен алынған 70 астам жазбалары өңделген. Полигондардың екеуінде де 1960 ж.ж. аяғынан 1990 ж.ж. дейін жүргізілген ЖЯЖ жазбалары бойынша Sn/Pn орта мәні едәуір төмендеуі көрінетіні, сондай-ақ P-коданың орайжанауыштар енісі артуы анықталған. Лобнор полигоны облысынан жерсілкінулердің жазбаларында уақыт ағымында Sn/Pn параметрінің мәндері ЖЯЖ серияларын тоқтақаннан кейін де төмендеуі белгіленеді. Айқындалған әсерлері көп ұзақты белсенді техногендік ықпал жасалуында тереңдегі флюидтердің жылыстауымен байланысты болуы болжамда.

## TEMPORAL VARIATIONS OF S WAVE ATTENUATION FIELD IN THE REGIONS OF LOP NOR AND NOVAYA ZEMLYA NUCLEAR TEST SITES

<sup>1)</sup>Yu.F. Kopnichev, <sup>2)</sup>I.N. Sokolova

<sup>1)</sup>Institute of the Earth Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>2)</sup>Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

We have been studying characteristics of shear wave attenuation field in the regions of nuclear test sites Lop Nor and Novaya Zemlya. We used methods, based on an analysis of relative level of Sn and Pn waves (parameter Sn/Pn), and also a slope of P-coda envelopes. More than 70 recordings of underground nuclear explosions (UNEs) and earthquakes, obtained by stations BRVK and NORSAR, have been processed. It was established, that since the end of 1960s till 1990s mean values Sn/Pn diminished essentially, and P-coda envelope slope increased in the areas of both test sites. In the area of Lop Nor test site diminishing Sn/Pn parameter with time on the earthquake recordings was observed also after finishing the UNEs series. We suppose, that the effects discovered are connected with deep fluid migration as a result of protracted intense anthropogenic influence.

УДК 550.34:621.039.9

## СКОРОСТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ СРЕДЫ В МЕСТАХ ПРОВЕДЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ НА СЕМИПАЛАТИНСКОМ ИСПЫТАТЕЛЬНОМ ПОЛИГОНЕ

<sup>1</sup>Суворов В.Д., <sup>2</sup>Беляшов А.В.

<sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup>Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Представлены предварительные результаты построения двух- и трехмерных томографических разрезов по данным уточненных первых вступлений волн, зарегистрированных при площадных сейсмических наблюдениях на Семипалатинском испытательном полигоне. Отдельный этап обработки заключался в определении свойств низкоскоростного (1000 – 1500 м/с) верхнего слоя пород мощностью до 70 м. В подстилающей толще скорость возрастает скачком до 4000 - 5000 м/с, при этом, намечается зависимость значений граничной скорости от расположения боевых скважин. При томографических построениях проведен анализ зависимости результатов от выбора стартовой модели.

### ВВЕДЕНИЕ

Подземные ядерные взрывы, проведенные в большом количестве на территории Семипалатинского испытательного полигона (СИП), оказали деструктивное воздействие на вмещающую геологическую среду, образовав области разуплотнения горных пород [1, 2]. Через эти проницаемые структуры, представленные поствзрывными полостями, микроразломами и трещинами, совместно с грунтовыми водами в окружающую среду (вплоть до дневной поверхности) могут проникать радиоактивные продукты ядерных испытаний. Соответственно, информация об их пространственном положении, размерах и конфигурации важна при изучении и контроле геоэкологической обстановки на территории СИП. Актуальность данной проблемы подтверждается тем, что в эпицентральных участках скважинных ПЯВ образуются воронки с размерами, увеличивающимися с течением времени [3]. В подземных водах в районе некоторых боевых скважин отмечено аномальное содержание трития, что позволяет предположить разгерметизацию и заводненность ядерной полости вследствие описанных выше процессов [4]. Зоны поствзрывной дезинтеграции горных пород по своим физико-механическим параметрам, в том числе и по значениям скорости упругих волн, отличаются от вмещающей ненарушенной среды [5, 6], в связи с чем, наиболее эффективными дистанционными методами изучения глубинных последствий от ПЯВ являются сейсмические технологии.

В 1997 году на территории СИП в районе испытательной площадки «Балапан» были проведены площадные сейсмические исследования методом первых вступлений с целью изучения скоростных характеристик геологической среды, подвергшейся многократному воздействию скважинных ПЯВ, и выявления в пространстве поствзрывных проницаемых структур. В настоящей статье описаны предварительные результаты изучения структуры верхней части разреза, представленной зоной малых скоростей и подстилающего фундамента. Рассматривается зависимость томографических построений от стартовой скорост-

ной модели. Результаты представлены на примере одного из профилей (ПР 0).

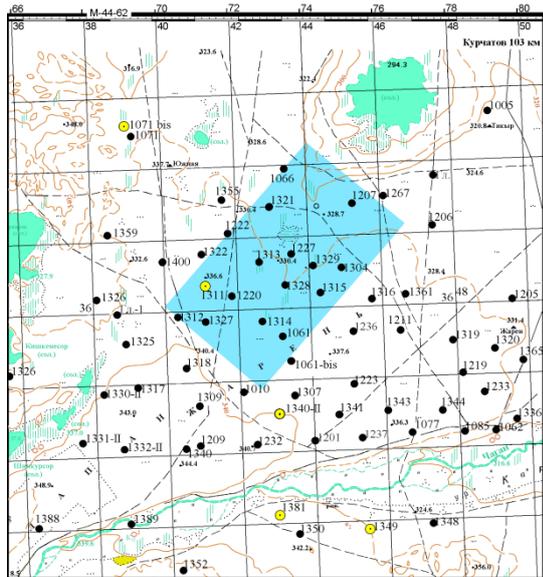
### 1. ОПИСАНИЕ ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Участок Балапан расположен в восточной части СИП, где в течение 25-ти лет (с 1965 г. по 1989 г.) было выполнено более 100 скважинных ПЯВ с глубиной заложения зарядов от 170 до 650 м при мощности от 3 до 212 кТ [3]. На рисунке 1-а показана площадь размером 6000×3500 м, где в 1997 г. проведены работы по системе параллельных сейсмических профилей. В границы площади вошли порядка 15-ти боевых скважин, подземные ядерные испытания в которых проведены в период с 1972 по 1989 гг., мощность зарядов – от 44 до 212 кТ, глубина их заложения - от 466 до 630 м.

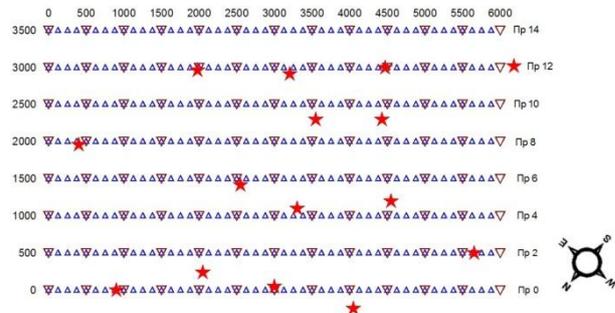
Вмещающая геологическая среда на участке исследований представлена в основном породами осадочно-метаморфогенной толщи нижнего-среднего карбона, перекрытыми неогеновыми глинами и четвертичными аллювиальными отложениями. В северо-восточной части площадки залегают юрские осадочные породы, отделенные от карбоновых отложений региональным разломом.

Наблюдения были выполнены по профилям длиной 6000 м с шагом между пунктами возбуждения 500 м и между пунктами регистрации – 125 м (рисунок 1б). Для возбуждения упругих колебаний использовались химические взрывы небольшой мощности (с массой заряда до 40 кг).

Регистрация сейсмических сигналов осуществлялась аппаратным комплексом из трёхкомпонентных сейсмических датчиков СК-1П и 12-ти канальных автономных станций записи АСС-6/12 «Карс» (НПО «Казгеофизприбор», СССР). Непрерывная запись велась на магнитную ленту в аналоговой форме. Внутренние кварцевые часы станции обеспечивали привязку к абсолютному времени с погрешностью до 0.01 с/сутки.



Чёрный кружок и цифра – боевая скважина с номером  
а – расположение исследованной площадки



Красный треугольник – пункт возбуждения (ПВ); синий треугольник – пункт регистрации (ПР); красная звездочка – эпицентр ПЯВ  
б – система сейсмических наблюдений

Рисунок 1. Участок Балапан. К описанию полевых сейсмических наблюдений

**2. ОБРАБОТКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

Поскольку полевая сейсмическая информация получена в аналоговом виде, первый этап обработки состоял в переводе её в цифровую форму с помощью станции воспроизведения ВСС-3/12 (НПО «Казгеофизприбор», СССР). В результате оцифровки записей сформированы файлы (отдельно для каждого пункта регистрации по всем событиям) в специализированном формате "vss". Соответственно, следующий этап обработки состоял в конвертации данных этого формата в сейсмический формат "segy" с промежуточной доработкой данных – объединением разрозненных трасс и монтаж записей по каждой из компонент для каждого из пунктов возбуждения (рисунок 2).

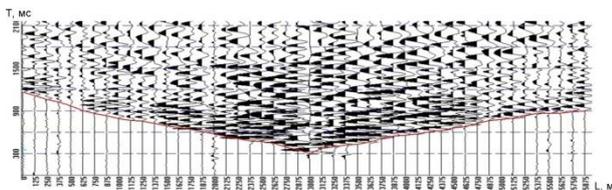


Рисунок 2. Пример волнового поля (сейсмограмм) для ПВ3000 (ПР 0)

По сейсмограммам были определены времена первых вступлений продольных волн и после внесения необходимых поправок (за ПВ и уход часов) и увязки годографов по взаимным временам построены системы годографов по всем профилям (рисунок 3).

Система годографов на рисунке 3 даёт общее представление о волновой картине на изучаемом участке. Резкое увеличение времен пробега в начале профиля на пикетах 0 - 750 связано с рыхлыми юрскими отложениями. Локальные изменения времен пробега волн в значительной степени обусловлены неоднородностью верхней части разреза.

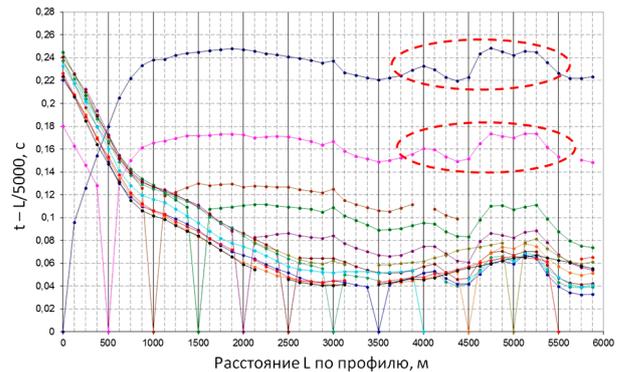


Рисунок 3. Пример системы годографов в редуцированном масштабе по одному из профилей. Скорость редукции 5000 м/с

Основными объектами изучения годографов являются аномалии кажущейся скорости (обозначены на рисунке красной пунктирной линией), связанные с неоднородностями среды, которые могут быть вызваны воздействием подземных взрывов. Поскольку в методе томографии не учитывается присутствие сейсмических границ с резким скачком скорости, предварительно определялись параметры верхнего низкоскоростного слоя. Стандартной методикой преломленных волн [7] по ветвям годографов, ближайшим к пунктам возбуждений, были определены значения  $t_0$  и граничная скорость на кровле фундамента по разностным годографам длиной до 500 м. Относительно большой шаг наблюдений (125 м) не позволял корректно определить точку выхода головной волны от кровли фундамента в первые вступления, поэтому для расчёта мощности и скорости в зоне малых скоростей (ЗМС) привлекалась дополнительная информация. По более деталь-

ным сейсмическим наблюдениям на этом участке определялась зависимость глубины залегания подошвы ЗМС от значений  $t_0$ , которая использовалась для определения ее мощности.

На рисунке 4 приведены предварительные карты рельефа подошвы ЗМС и граничной скорости.

В рельефе подошвы ЗМС (рисунок 4а) наблюдается отчетливое увеличение мощности первого слоя до 60 - 70 м в левой части карты изучаемого участка при выходе в рыхлые юрские отложения. На остальной площади проявляются локальные изменения мощности ЗМС амплитудой до 20 м. Отмечается некоторая корреляция между структурой рельефа ЗМС и расположением эпицентров ПЯВ - взрывные

скважины располагаются в основном на бортах или в пределах прогибов подошвы ЗМС. Это может быть связано с влиянием взрывов на изменение скорости в верхней части фундамента, часто представленной в виде коры выветривания, что, однако, требует дополнительных исследований.

Следующий этап обработки заключался в подборе одномерной стартовой модели для томографических расчётов и определении влияния на её конечный результат - двумерный скоростной разрез. Рассматривались две одномерных стартовых модели – без учёта и с учётом резкого скачка скорости на подошве ЗМС (рисунок 5).

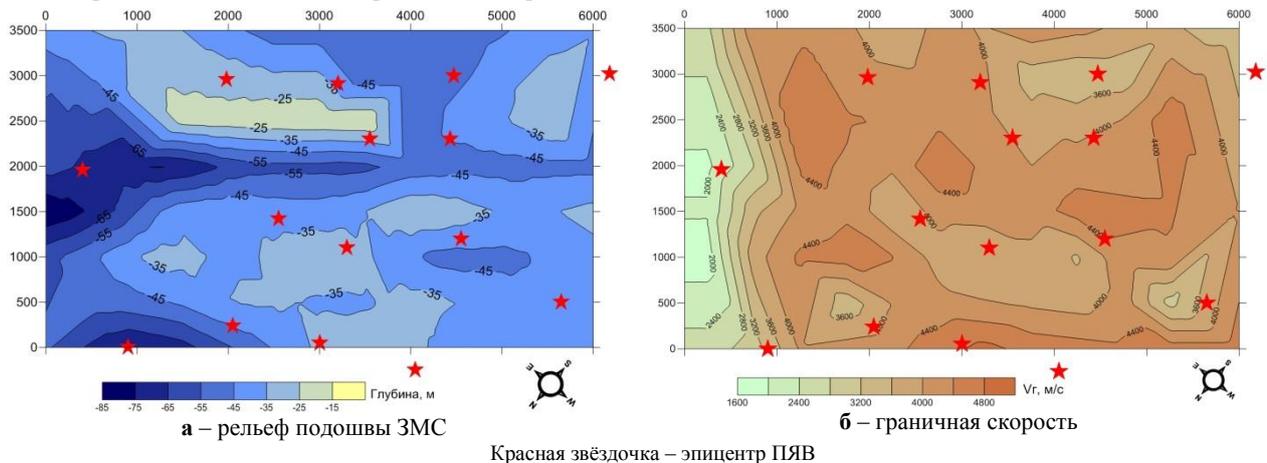


Рисунок 4. Карты рельефа подошвы ЗМС и изменения граничной скорости

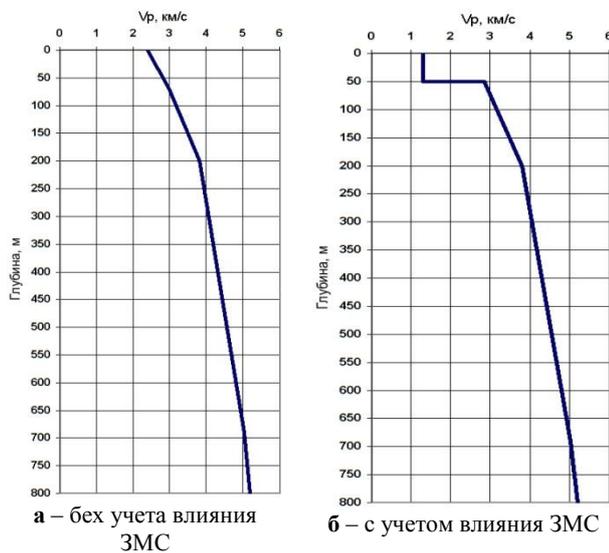


Рисунок 5. Стартовые модели для томографических расчётов без учёта и с учётом влияния ЗМС

**Модель без учёта скачка скорости на подошве ЗМС**

На рисунке 6 приведены годографы, построенные для модели без учета скачка скорости на подошве ЗМС (для удобства визуального восприятия показаны только годографы прямого направления).

Различие времен пробега стартовых теоретических и наблюдаемых времен пробега в этой модели достигает 0.2 с (рисунок 6а).

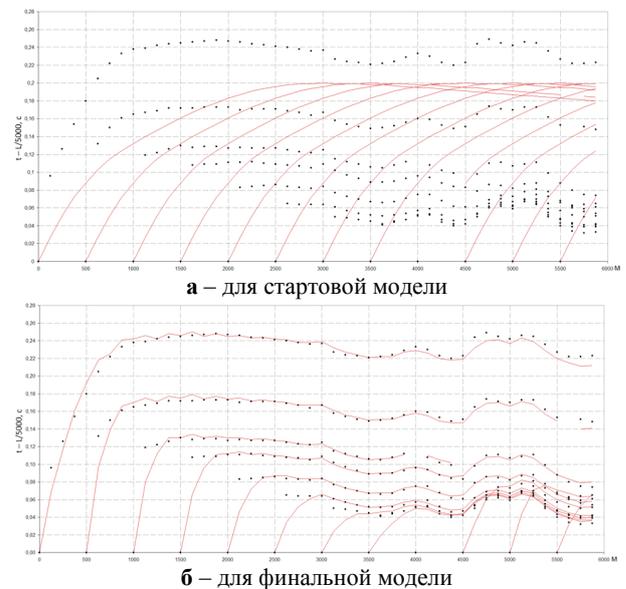


Рисунок 6. Пример сопоставления теоретических и наблюдаемых годографов. Стартовая модель без учёта скачка скорости

С использованием программного пакета "Firstomo/X-Tomo" построен двухмерный скоростной разрез, для которого временные невязки между теоретическими и наблюдаемыми годографами не превышают 0.04 с (рисунок 6б). Последние уменьшаются с удалением от пункта возбуждения до 0.01 с. Двухмерный томографический скоростной разрез изображен на рисунке 7б совместно с лучевой диаграммой для финальной модели (рисунок 7а).

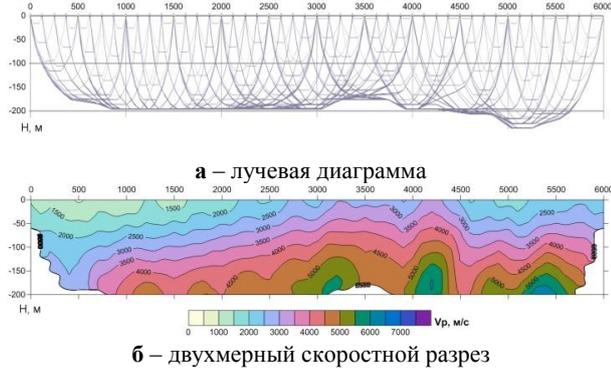


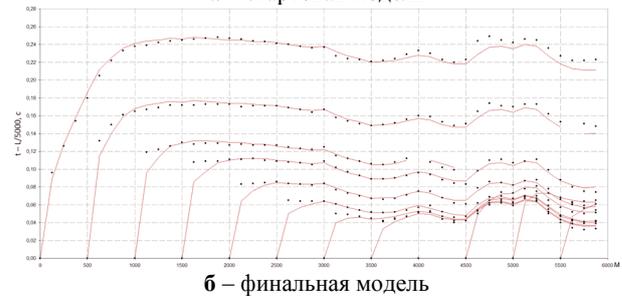
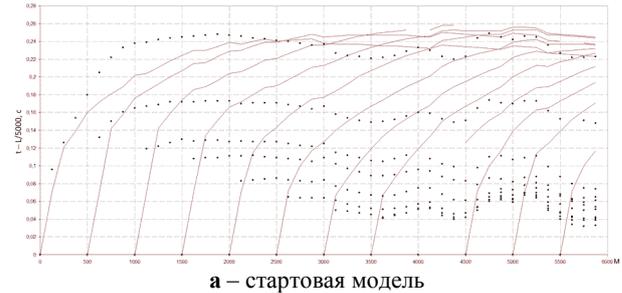
Рисунок 7. Результаты томографического моделирования. Стартовая модель без учета скачка скорости

Следует уточнить, что в ходе расчёта траекторий сейсмических лучей по программе "Firstomo" используется двухточечная методика, т.е. для каждой пары «взрыв - приём» луч существует обязательно. Лучевая схема (рисунок 7а) иллюстрирует равномерный характер покрытия лучами области распространения волн в первых вступлениях, а также глубину их максимального проникания до 200 м. На двухмерной скоростной модели (рисунок 7б) хорошо видно, что разрез характеризуется равномерным нарастанием значений скорости с глубиной при латеральных вариациях глубины изолиний скорости, коррелирующих с изменениями времен пробега волн на годографах (рисунок 6). В целом, интервал изменений скорости составляет от 0,9 до 5,5 км/с, и в нём не отражено присутствие ЗМС. Граница, не присутствующая в стартовой модели, не проявляется и в томографическом разрезе, она «размазывается» по глубине и латерали (при изменении глубины залегания подошвы ЗМС).

#### Модель с учетом скачка скорости на подошве ЗМС

Для построения стартовой модели с учётом влияния скачка на подошве ЗМС (рисунок 8) выполнены процедуры, аналогичные описанным выше.

В стартовой модели (рисунок 8а) временные невязки уменьшились от 0.1 до 0.01÷0.04 сек по сравнению с моделью без учета скачка скорости. Введение априорной информации о параметрах верхнего слоя в стартовую скоростную модель привело к уменьшению величины невязок времен пробега вблизи источников возбуждения до 0.02 с (рисунок 8б).



Годограф: линия – теоретический; точки – наблюдаемый

Рисунок 8. Пример сопоставления теоретических и наблюдаемых годографов. Стартовая модель с резким скачком скорости на подошве ЗМС

Также как и в модели без учета скачка скорости, с удалением от источника возбуждения невязки значительно уменьшились. На рисунке 9 представлены результаты томографических расчётов для стартовой модели с учётом ЗМС. Для корректного построения лучевой схемы и скоростного разреза в случае низкоскоростного верхнего слоя, в качестве стартовой модели использована двухмерная модель с заданным рельефом подошвы ЗМС вдоль профиля.

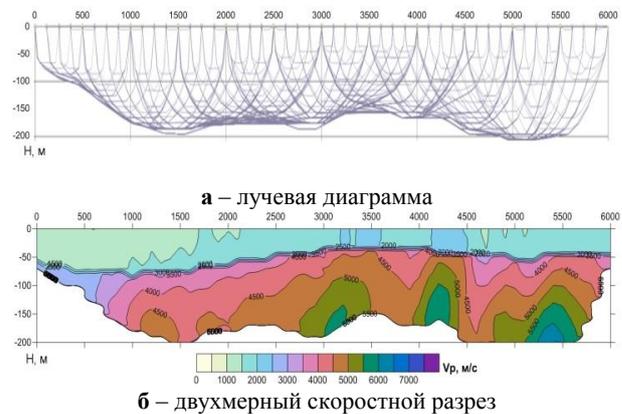


Рисунок 9. Результаты томографического моделирования. Стартовая модель с априорным введением скачка скорости на подошве ЗМС

Как видно из рисунка 9б, томографическая модель существенно отличается от модели на рисунке 7б. Отчетливо виден скачок скорости на подошве ЗМС и некоторые изменения скорости в ее толще, также же коррелирующие с формой наблюдаемых годографов и латеральными изменениями скорости в толще фундамента.

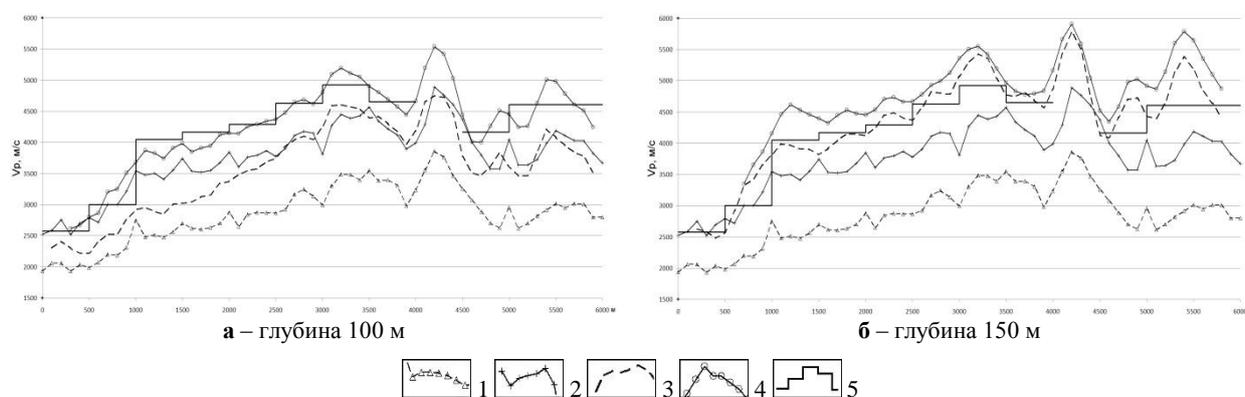
Таким образом, результат томографических построений находятся в значительной зависимости от качества стартовой модели. Чем ближе стартовая модель к наблюдаемым данным, тем более реалистичным будет томографический разрез. Существенно, что величина невязок не может контролировать качество томографического разреза. При обеих стартовых моделях невязки между наблюдаемыми и модельными временами пробега волн сведены к минимуму и практически одинаковы. Важно, что в разных стартовых моделях глубина проникновения лучей примерно одинакова.

#### Анализ влияния стартовой модели на характер распределения скорости

Цель анализа различий скорости при разных стартовых моделях заключается в изучении характера этих различий и их вероятной природы, по-

скольку трудно надеяться на априорное получение стартовой модели, достаточно близкой к наблюдаемым данным. Если модель будет достаточно хорошей, то возникнет вопрос о целесообразности её улучшения и будет ли при этом достигнута желаемая цель, и в чем она будет заключаться.

На рисунке 10 приведены графики изменения скорости на разных уровнях: поверхности фундамента, на глубине 100 м и 150 м, полученные для двух различных стартовых моделей. На поверхности фундамента лучшее соответствие с граничной скоростью наблюдается в стартовой модели со скачком скорости на подошве ЗМС при различии до 0,6 км/с. При стартовой модели без скачка скорости различие в скорости достигает 3 км/с, тогда как между томографическими скоростями различия на кровле фундамента достигают 1 км/с.



Скорость: 1, 2 – на кровле фундамента без учета скачка скорости на ЗМС и с учетом скачка, соответственно; 3, 4 – то же, на глубине 100 м и 150 м, соответственно; 5 – значения граничной скорости

Рисунок 10. Сравнение скоростей, полученных на кровле фундамента и на двух глубинах при разных стартовых моделях

На глубине 100 м томографическая скорость без учета ЗМС на всем профиле ниже значения граничной скорости на величину до 1 км/с и практически совпадает с граничной скоростью на поверхности фундамента (при наличии априорных сведений о мощности ЗМС). С увеличением глубины это соотношение сохраняется, но несколько уменьшается величина различия. Так, на глубине 150 м скорость, полученная в модели с ЗМС, превышает граничную скорость (полученную для глубины порядка 50 м) на величину до 0,5 - 0,7 км/с, что представляется естественным. В модели же без ЗМС томографическая скорость оказывается примерно одинаковой с граничной для поверхности фундамента, но только на участках малых вариаций кажущейся скорости на годографах (рисунки 6, 8). На участках со сложной формой годографов различие возрастает до 0,5 - 1,0 км/с и томографические скорости, полученные при разных моделях, становятся практически одинаковыми, что пока не вполне понятно. В целом с глубиной томографические скорости в разных моделях становятся близкими, при этом сохраняется корреляция всех скоростей по глубине и по профилю, однако

амплитуды изменяются более контрастно в томографии, чем изменяется граничная скорость. Наблюдается также тенденция увеличения контрастности вариаций томографических скоростей с глубиной.

Выявленные особенности томографических построений свидетельствуют о значительных изменениях скорости с глубиной в зависимости от стартовой модели. Это указывает на недостаточную устойчивость определения изменений скорости по глубине при сохраняющихся особенностях по латерали. Возникает ряд вопросов, требующих дальнейших исследований. Например, не вполне понятна природа сквозных по глубине изменений скорости, коррелирующих с формой наблюдаемых годографов. Остаётся неясным вопрос, с чем может быть связан рост контрастности изменений скорости с глубиной - с неустойчивостью решения задачи или накоплением ошибок.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе обработки материалов сейсмического изучения мест проведения ПЯВ на СИП были получены следующие результаты: построены годографы по оцифрованным данным вдоль всех профилей наблю-

дений; определены параметры верхнего низкоскоростного слоя (ЗМС); оценено влияние одномерной стартовой модели на томографический разрез.

Позитивный результат исследований сводится к следующему.

- Намечена корреляция расположения взрывных скважин с расчетными изменениями мощности ЗМС (возможно связанными с изменениями скорости в ЗМС и в коре выветривания фундамента) и скорости на кровле фундамента.
- Показано, что томографический разрез не может быть единственным результатом изучения скоростных характеристик горных пород, поскольку он зависит от стартовой модели. Интерпретация томографических данных может быть выполнена только в результате анализа совокупности разрезов с учетом априорной геолого-геофизической информации, обеспечивающей обнаружение наиболее устойчивых особенностей разреза.

Выявлены вопросы проблемного характера: значительные изменения томографической скорости по глубине в зависимости от различий в стартовых моделях; не ясная природа сквозного прослеживания по глубине аномалий скорости, коррелирующих с особенностями формы годографов первых вступлений; не ясная природа увеличения латеральных изменений томографической скорости с глубиной (отсутствующих в граничной скорости на поверхности фундамента), которые превышают амплитуды ожидаемых аномалий (0,5 - 1,0 км/с), вызванных последствиями ядерных взрывов.

Требуется продолжение исследований для обнаружения сейсмических аномалий, вызванных процессами дезинтеграции пород от ядерных взрывов. При этом важно разделить изменения скорости в фундаменте за счет геологических вариаций вещественного состава и наведенных аномалий скорости в результате последствий ядерных взрывов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Адушкин, В. В. Геомеханика крупномасштабных взрывов / В. В. Адушкин, А. А. Спивак // М.: Недра, 1993. – 319 с.
2. Chadwick, P. Mechanics of Deep Underground Explosions, Philosophical Transactions of the Royal Society of London / P. Chadwick, A. D. Cox, H. G. Hopkins // Series A, Mathematical and Physical Sciences – Vol. 256, No. 1070 – P. 235 - 300.
3. Обеспечение радиационной безопасности бывшего Семипалатинского испытательного полигона. - Республиканская программа 011: отчет заключительный / Институт радиационной безопасности и экологии (ИРБЭ); рук. С.Н. Лукашенко. – Курчатов, 2007. – 88 с.
4. Комплексные научные исследования по геолого-геофизическим аспектам ядерно-энергетической отрасли и режима нераспространения: отчет о НИР за 2011 г / ИГИ НЯЦ РК; рук. д.ф.-м. н. Н.Н. Михайлова, исполн.: Шайторов В.Н. [и др.]. – Курчатов, 2011. – Библиогр.: С. 297-303. - УДК 623.454.8(574): 621.039.009 (100) ГР № 0109РК00472 - 0109РК00475.
5. Adushkin, V. V. Changes in Properties of Rock Massifs Due to Underground Nuclear Explosions / V. V. Adushkin, A. A. Spivak // Physics and Astronomy, Combustion, Explosion, and Shock Waves / Vol. 40, No. 6. – P. 624-634, doi: 10.1023/b:cesw.0000048263.34894.58.
6. Горбунова, Э. М. Особенности деформирования массива горных пород при воздействии взрывом (на примере участка Заречье Семипалатинского испытательного полигона) / Э.М. Горбунова // «Вестник НЯЦ РК», 2003. – выпуск 2. – С. 113 - 122.
7. Гурвич, И. И. Сейсморазведка / И.И. Гурвич // М.: Недра, 1975. – 408 с.

### СЕМЕЙ СЫНАУ ПОЛИГОНЫНДА ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАР ЖҮРГІЗІЛГЕН ЖЕРЛЕРДЕ ОРТАНЫҢ ЖЫЛДАМДЫҚ ПАРАМЕТРЛЕРІ

<sup>1)</sup>Суворов В.Д., <sup>2)</sup>Беяшов А.В.

<sup>1)</sup>РҒА СБ Мұнайгаз геология және геофизика институты, Новосибирск, Ресей

<sup>2)</sup>ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Семей сынау полигонында алаңдық сейсмикалық бақылаулары барысында тіркелген толқындардың дәлденген бірінші түсулердің деректері бойынша екі және үш өлшемді томографиялық кималарын салуында алдын ала нәтижелері келтірілген. Өндеуінің бөлек кезеңі, жылдамдығы төмен (1000 – 1500 м/с) қалыңдығы 70 м. дейін таужыныстардың жоғарғы қабатының қасиеттерін анықтауында тұрады. Астыңғы қатқабатында жылдамдығы 4000-5000 м/с дейін кенет өседі, мұнысында шекаралық жылдамдықтың мәндері соғыс ұңғымалары орналасуына байланыстығы байқалады. Томографиялық салуында бастапқы моделін таңдауынан нәтижелердің байланысын талдауы жүргізілген.

**VELOCITY PARAMETERS OF MEDIA IN UNDERGROUND  
EXPLOSION AREAS IN SEMIPALATINSK TEST SITE**

<sup>1</sup>V.D. Suvorov, <sup>2</sup>A.V. Belyashov

<sup>1</sup>*Institute of Oil and Gas Geology and Geophysics RAS, Novosibirsk, Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan*

The paper presents preliminary data of two- and three-dimensional images of the cross-sections developed according to data of refined wave arrivals. A separate processing stage was to determine parameters of the upper low-velocity layer – the relief of its bottom to 85 m deep and velocity of 1000 - 1500 m/sec. Marker velocity in the underlying strata has been traced to increase abruptly to 4000 - 5000 m/sec, its values showing dependence on location of charged boreholes. Dependence of the obtained results (velocity profiles) on selection of starting model has been analyzed during tomographic imaging.

УДК556.3:621.039.9

## ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА МАССИВА ДЕГЕЛЕН СЕМИПАЛАТИНСКОГО ПОЛИГОНА

Горбунова Э.М.

*Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия*

Представлены результаты изучения гидрогеодинамической обстановки горного массива Дегелен на Семипалатинском испытательном полигоне по данным стационарных пунктов наблюдения, оборудованных у выходов родников, порталов горных выработок и в скважинах за 1983 – 1987 гг. Режим подземных вод в пределах саев и ущелий массива Дегелен - преимущественно предгорного типа, на выположенных склонах – близок к равнинному типу. Техногенная нарушенность гидрогеологических условий, обусловленная проведением подземных ядерных взрывов, проявляется в изменении расхода подземного потока, превышающего фоновые значения на порядок.

### ВВЕДЕНИЕ

Горный массив Дегелен, расположенный в пределах Семипалатинского испытательного полигона, представляет собой уникальный объект с точки зрения высокой детальности изучения геологоструктурных и гидрогеологических условий. Подземные ядерные взрывы (ПЯВ) проводились в горизонтальных горных выработках – штольнях, пройденных выше линии выклинивания основного водоносного горизонта в области распространения практически безводных пород с уклоном в направлении естественных дрен – балок и долин. Формирование дополнительных зон повышенной техногенной трещиноватости пород, сопряженных с ПЯВ, привело к изменению состояния геологической среды и границ площади водосбора. В зонах влияния разрывных нарушений и поствзрывных деформаций дневной поверхности (техногенно-образованные осыпи, воронки проседания) происходит интенсивная инфильтрация и транзит атмосферных осадков. Активизация водообмена способствует переводу части поверхностного стока в подземный. Результаты повторных гидрогеологических съемок свидетельствуют о смещении выходов родников вниз по склону с абсолютных отметок от 850 до 520 – 630 м и частичном их исчезновении, сокращении общей протяженности поверхностных водотоков от 0,5 до 6,5 км.

Проводимые ремедиационные мероприятия, связанные с закрытием горных выработок, в отдельных случаях оказались малоэффективными. В настоящее время у забетонированных порталов ряда штолен, вскрывающих гидрогеологически активные разрывные нарушения, фиксируется постоянный водоприток и повышенные концентрации радионуклидов. В сложившихся условиях анализ особенностей формирования зон техногенной разгрузки подземных вод, связанных с областью гидрогеодинамического влияния ранее проведенных ПЯВ, весьма актуален.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГОРНОГО МАССИВА

Массив Дегелен в плане представляет собой эрозионно-расчлененное куполовидное поднятие с от-

носительным превышением до 600 м и крутизной склонов от 45 – 60° до 15 – 20° (рисунок 1).

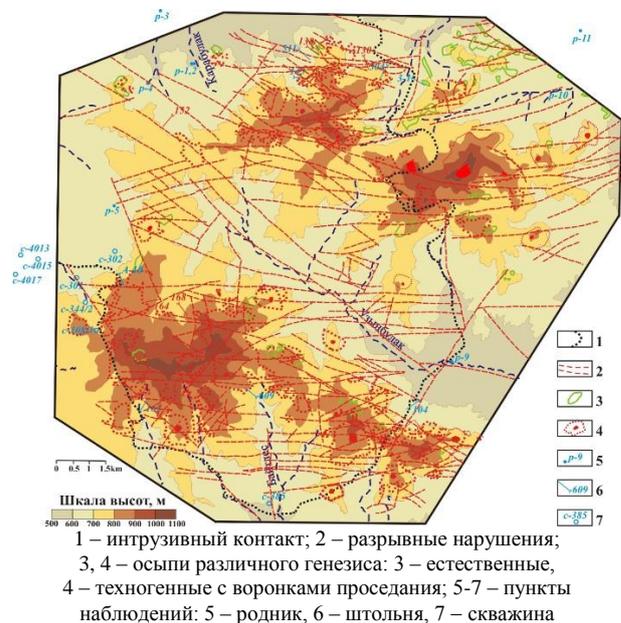


Рисунок 1. Гипсометрическая схема массива Дегелен

Район относится к каледонской (Чингиз-Тарабагагайской) складчатой системе. Центральная часть массива сложена интрузивными образованиями верхнего палеозоя, периферия – эффузивными и эффузивно-осадочными отложениями нижнего карбона, пронизанными редкими жилами и дайками порфиринов и аплитов. В верхней части разреза скальные породы трещиноватые, выветрелые до глубины 30 – 50 м, в понижениях рельефа перекрыты образованиями четвертичного возраста. В долинах ручьев мощность рыхлых отложений, спорадически подстилаемых неогеновыми глинами, возрастает до 30 м и более.

Морфоструктурный анализ горного массива Дегелен позволяет проследить последовательность заложения основных направлений разрывных нарушений [3]. Относительно ранние разломы северо-западного

простирается, зоны сколов северо-восточного и юго-западного направлений, ортогонально сопряженные с ними, синхронны с герцинской эпохой складчатости. Указанная система разрывов эрозионно разработана в рельефе. К ней тяготеет долина ручья Узунбулак общей протяженностью около 15 км с длиной распадков до 3 – 5 км. К более поздним дизъюнктивам относятся системы разрывных нарушений субширотного простирания протяженностью до 10 – 15 км, предположительно сформированные в результате разгрузки и частичной денудации интрузивного массива и вмещающих пород. Слабая эрозионная разработанность дизъюнктивов и приуроченность к ним мелких ложбин косвенно подтверждает их современное происхождение. В пределах горного массива выделяются два основных блока – северный и южный, различающиеся по площади, крутизне и степени изрезанности склонов (рисунок 1). Проведение ПЯВ на протяжении 28 лет, в целом, способствовало “старению” местности, выраженному в изменении ландшафта. Значительно уменьшилось количество скальных гребней, обрывов и выступов. Зафиксировано увеличение площадей распространения осыпей у подножий крутых склонов и формирование новых, с провальными понижениями в эпицентральной части ПЯВ. Своеобразие местного ландшафта предопределило изменение условий разгрузки подземного потока [2].

#### **ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МАССИВА ДЕГЕЛЕН**

Гидрогеологические условия горного массива Дегелен обусловлены сильной расчлененностью рельефа. Наиболее возвышенная часть массива до уровня проходки горных выработок сдренирована и служит областью питания подземных вод. Пологие склоны гор благоприятны для накопления подземных вод с устойчивым режимом и выдержанной мощностью водоносного горизонта. Горному массиву присущ радиальный тип стока. Подземные воды имеют инфильтрационное происхождение. В условиях резко континентального климата быстрое восполнение естественных ресурсов тальми водами приводит к максимальному подъему уровня, в отдельных случаях - к подтоплению пониженных участков.

В пределах рассматриваемого массива преимущественное развитие получают трещинно-пластовые воды в зоне экзогенного выветривания скальных пород. Трещинно-жилые воды приурочены к зонам влияния разрывных нарушений субширотного и северо-западного простирания, наиболее обводненным за счет частичного перехвата поверхностного и подземного стоков с водоразделов. Порово-пластовые (грунтовые) воды распространены в рыхлых отложениях в долинах ручьев.

На участках выклинивания относительных водоупоров подземные воды гидравлически связаны, образуют единый водоносный комплекс с общей урвеной поверхностью, соответствующей в сглаженном виде рельефу. Сезонные водопроявления в кровле и стенках штолен обусловлены инфильтрацией атмосферных осадков и талых вод по зонам разрывных нарушений, литологическим контактам, участкам наведенной трещиноватости, имеющим непосредственную связь с поверхностью. Постоянные водопроявления в виде струйного высачивания различной интенсивности в горных выработках указывают на вскрытие гидрогеологически активных разрывных нарушений [5].

Благодаря значительным превышениям области питания над площадью разгрузки ряд скважин, расположенных в южной части массива, дают самоизлив и свидетельствуют о развитии процессов восходящей фильтрации. Разгрузка подземных вод в естественных условиях (до проведения ПЯВ) осуществлялась родниками, в техногенно-нарушенных условиях – частично через штольни. Поверхностные водоотокы носят, в основном, сезонный характер.

#### **РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД**

Динамика гидрорежима горного массива Дегелен зависит от гипсометрического положения уровня подземных вод, удаленности от области питания, проницаемости водовмещающих пород и цикличности метеорологических факторов. Подземный сток с северного блока контролировался по 11 пунктам наблюдений, семь из которых были оборудованы на участках естественной разгрузки подземных вод – родниках (р.1 - 4, 9, 10, 11), четыре – у порталов штолен (3 - 1, 504, 143, 511). Регистрация водооток с южного блока осуществлялась по 12 пунктам наблюдений, включающим три штольни (165, 609, А-10), родник 5 и 8 скважин (301, 302, 344/2, 108/1, 4013, 4015, 4017, 385) - рисунок 1.

В относительно ненарушенных условиях (с августа 1983 г. по декабрь 1986 г.) результаты наблюдений за уровнем подземных вод в скважинах и водоприитоках из родников и горных выработок позволяют выделить два типа режима: равнинный, относительно стабильный, и предгорный, характеризующийся значительными вариациями основных параметров. Равнинный тип режима присущ родникам (1 - 3, 5, 9 - 11) и скважинам (302, 4013, 4015, 4017, 385), расположенным в долинах горного массива, удаленным на расстояние от 2 км и более от области питания и вскрывающим трещинно-пластовые воды. Сезонные вариации уровня рассматриваемого горизонта составляют 0,4 - 1,7 м (рисунок 2), расхода - 2,5 л/с (рисунок 3).

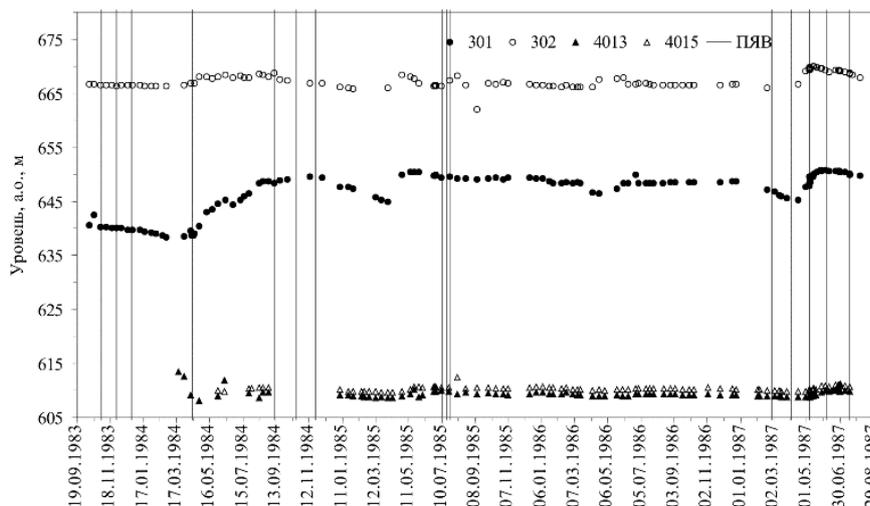


Рисунок 2. Вариации уровня подземных вод

Плавный ход вариаций расхода подземных вод указывает на дренирование трещинно-пластовых вод. По роднику 9, расположенному в долине ручья Узунбулак на низкой абсолютной отметке 550 м, годовые вариации расхода воды не превышают 0,1 – 0,3 л/с. Предгорный тип режима проявляется в ближней зоне линии выклинивания трещинно-пластовых вод и преимущество свойственен трещинно-жильным водам, сопровождающим зоны влияния разрывных нарушений. Повышенная проницаемость массива в водораздельной части, наличие магистральных водопродводящих трещин и близость области питания предопределили значительные изменения уровня до 1,1 – 11 м (рисунок 2) и расхода до 2 л/с (рисунок 3).

Так, например, режим родника 4 отличается резко выраженными экстремумами расхода, практически совпадающими с максимумами осадков в летний период. Наибольший подъем уровня и увеличение расхода подземных вод происходит в

периоды весеннего половодья. В маловодный период стационарных наблюдений (1986 г.) амплитуда колебаний уровней воды в скважинах и расхода из родников и штолен для различных типов вод менее выражены. Для предгорного типа вариации уровня составляют 1,1 – 2,1 м, расхода – до 1 л/с, в равнинных условиях уровень подземных вод изменяется от 0,4 до 0,7 м, расход в среднем не превышает 0,3 л/с.

Основные метеорологические факторы контролируют не только сезонные вариации режима подземных вод, но и время наступления экстремальных значений. Для предгорного типа вод минимальные значения уровня и расхода совпадают с максимальными показаниями атмосферного давления и относительной влажности воздуха. Для вод равнинного типа значительный подъем уровня в скважинах и увеличение расхода в родниках прослеживается с запаздыванием на месяц относительно времени выпадения максимального количества осадков.

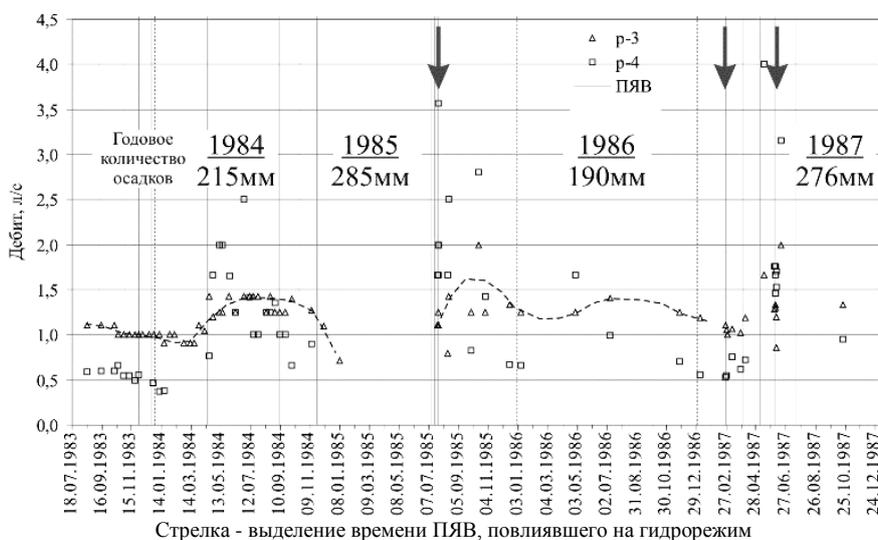
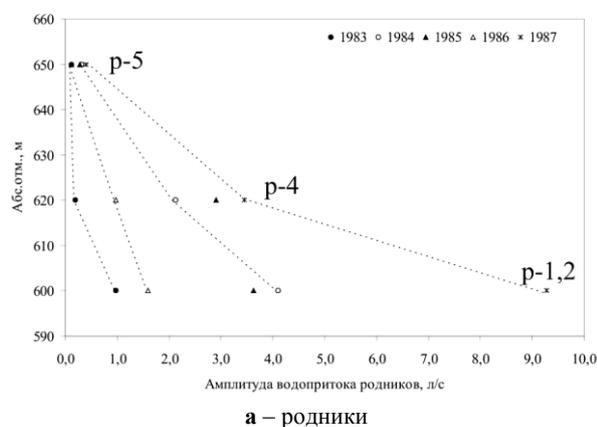


Рисунок 3. Вариации расхода родников равнинного и предгорного типов

Дренаживание трещинно-жильных вод горными выработками приводит к формированию техногенно-нарушенного режима подземных вод. Например, вдоль южного склона южного блока разгрузка гидрогеологически активной системы разрывных нарушений субширотного простирания происходит преимущественно через штольни 165 и 609 вместо существовавших ранее родников (рисунок 1). Аналогичные техногенные изменения претерпели отдельные участки дизъюнктивов северо-западного простирания. В частности, у портала штольни 104 на протяжении всего периода наблюдений регистрировался максимальный водоприток. Проведение ПЯВ в северном блоке привело к формированию дополнительных путей разгрузки северной субширотной системы разломов через штольни 143, 511, 504 и 3-1.

В естественных условиях выдерживается обратная зависимость между гипсометрическим положением уровня дренирования водоносного горизонта и



величиной годовых амплитуд вариаций расхода в родниках и водопритоков из штолен (рисунок 4а,б). Например, по родникам 1, 2, 4 и 5, расположенным вдоль северо-западной границы массива Дегелен, за 5-летний период наблюдений прослеживается тренд увеличения расхода, наиболее значимо выраженный на более низких гипсометрических отметках. Увеличение расхода по роднику 4 в 1985 г., вероятно, связано с техногенным влиянием ПЯВ в штольне 152 (рисунок 3).

Повышенные значения расходов фиксируются в штольнях А-10 и 609, пройденных в пределах южного блока на 12 – 18 м ниже относительно штольни 165. Вариации водопритока из штольни А-10 в 1984 – 1987 гг., предположительно, обусловлены относительно небольшой мощностью толщи перекрывающих пород (до 200 м) и площадным развитием техногенной осыпи.

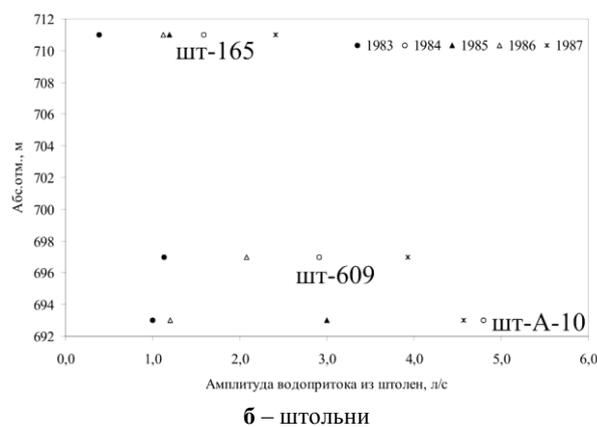


Рисунок 4. Амплитуды годовых вариаций водопритоков из родников и штолен

#### ВЛИЯНИЕ ПЯВ НА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКУЮ СИТУАЦИЮ МАССИВА ДЕГЕЛЕН

За время режимных наблюдений в период с сентября 1983 г. по август 1987 г. в пределах горного массива Дегелен было проведено 16 ПЯВ. Изменения гидрогеодинамической обстановки регистрировались при 9 крупномасштабных экспериментах в пунктах наблюдений – родниках, штольнях и скважинах, расположенных на расстояниях от 0,8 км до 8,4 км от эпицентра взрывов. Значимые вариации уровней и расходов подземных вод прослежены при ПЯВ, произведенных в выработках, вскрывающих субширотные системы разрывных нарушений. В северном блоке к ним относятся эксперименты в штольнях 130 и 138, в южном – в выработках 164 и 168.

В данной статье более детально анализируются техногенные изменения режима подземных вод, связанные с проведением ПЯВ в пределах северного блока. При ПЯВ в штольне 130, пройденной на абсолютной отметке 642 м, наблюдения за изменением гидрогеодинамической обстановки проведены по штольням 143 и 511. Штольни дренируют трещинно-жильные воды, приуроченные к зоне влияния

разрывных нарушений субширотного простирания, на абсолютных отметках 627 м и 596 м, соответственно. При проведении ПЯВ зафиксировано значимое увеличение водопритоков из штолен – в 2,7 – 3,3 раза, которое сохранялось на протяжении первых суток в ближней зоне на расстоянии 1,3 км (рисунок 5). В течение последующих суток отмечено уменьшение водопритока из штолен 143 и 511 (в 0,6 – 0,7 раз). Из штольни 504, вскрывающей гидрогеологически активный дизъюнктив с востока на абсолютной отметке 620, водоприток полностью прекратился на четвертые сутки после ПЯВ и возобновился только через месяц в период интенсивного снеготаяния.

Проведение ПЯВ в штольне 130 на режим подземных вод родников 1-4 и р-10 (удаление от 4,4 км до 5,4 км) не повлияло. На графиках временного прослеживания в течение месяца отмечен сезонный тренд уменьшения расхода в родниках, наиболее выраженный для родника 4 предгорного типа. Максимальное влияние депрессионной воронки, связанной с проведением ПЯВ в штольне 130, установлено на четвертые сутки и обусловлено, вероятно, отто-

ком подземных вод при ПЯВ и постепенным заполнением зон наведенной и подновленной трещиноватости. Через 13 суток после ПЯВ прослежена тенденция постепенного восстановления водопритока из штолен 143 и 511. Последующее устойчивое уменьшение расхода на 21 и 29 сутки после ПЯВ связано с региональным сезонным трендом, зарегистрированным по родникам 1-4 и роднику 10, обусловленным минимальным количеством атмосферных осадков (март 1987 г.).

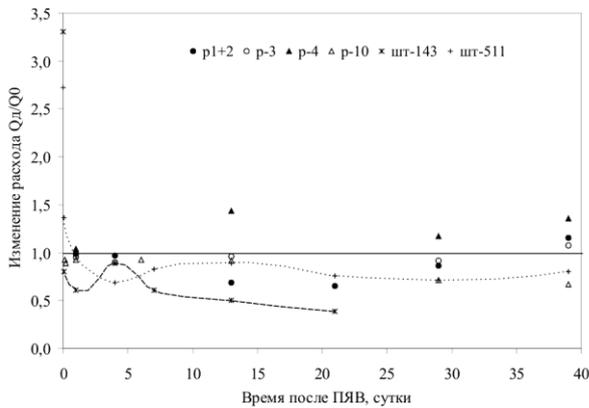


Рисунок 5. Штольня 130. Изменение расхода подземных вод после ПЯВ в течение 40 суток

Проведение ПЯВ в штольне 138, дренирующей систему субширотных разрывных нарушений на абсолютной отметке 600 м, через 3 месяца после ПЯВ в штольне 130 привело к повторному нарушению гидрогеодинамической обстановки. При ПЯВ в период максимального питания подземных вод атмосферными осадками (июнь 1987 г.) также зафиксировано увеличение водопритоков из штолен 143 и 504 в 1,2 – 1,4 раза соответственно. Припортовая часть штольни 511 оказалась подпруженной. Однако через сутки гидрогеологическая ситуация кардинально изменилась. В течение последующих 3 дней после ПЯВ водоприток из штолен 511, 504 и 143 уменьшился до минимальных значений, косвенно свидетельствующих о значимой сработке трещинно-жильных вод.

Графики временного прослеживания за изменением расхода свидетельствуют об установлении квазистационарного режима фильтрации, который подтверждается одинаковой скоростью уменьшения водопритока, сопоставимой по всем трем выработкам (рисунок 6).

Изменение суммарного расхода по родникам 1, 2 не превышает фоновые значения. По графикам площадного прослеживания на протяжении последующих 12 суток прослеживается общий тренд восстановления водопритоков на периферии депрессионной воронки. Относительная стабилизация режима трещинно-жильных вод в ближней зоне фиксируется только через два месяца после ПЯВ в штольне 138.

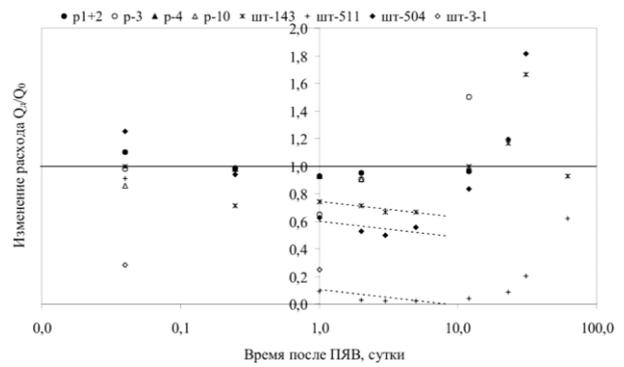


Рисунок 6. Штольня 138. Графики изменения во времени расхода вод после ПЯВ

ПЯВ в штольнях 130 и 138 могут рассматриваться в качестве однотипного источника нарушения режима подземных вод, различные по интенсивности воздействия на водоносный горизонт трещинно-жильных вод. В обоих случаях ПЯВ повлиял на состояние гидрогеологически активного субширотного разрывного нарушения. ПЯВ в штольне 130 проведено в условиях сдренированной толщи, ПЯВ в штольне 138 - на уровне обводненной зоны дизъюнктива. Полученные данные по продолжительности дренирования подземных вод депрессионными воронками, сформированными при ПЯВ, привлечены для оценки основных гидрогеологических параметров: коэффициентов пьезопроводности, водопроницаемости и упругой водоотдачи пласта.

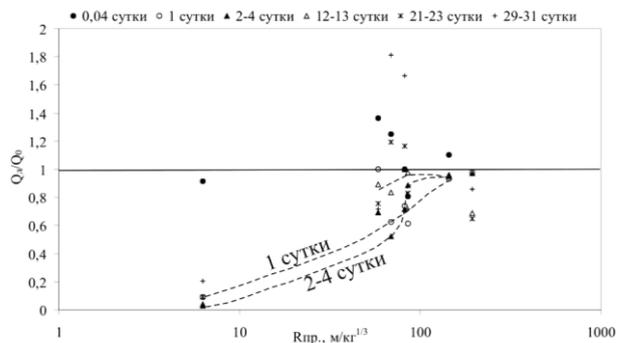


Рисунок 7. Штольни 130 и 138. Графики площадного изменения расхода вод после ПЯВ

При ПЯВ в штольне 130 на фоне сезонного истощения ресурсов подземных вод в меженный период время развития депрессионной воронки на расстоянии 1,9 км от эпицентра составила 4 суток. При ПЯВ в штольне 138 в период интенсивного инфильтрационного питания трещинно-жильных вод продолжительность ее формирования на расстоянии 1,95 км не превысила 3 суток. Прослеженный тренд восстановления расходов на протяжении 12 – 21 суток после ПЯВ косвенно свидетельствует о влиянии граничных условий и привлечении естественных ресурсов трещинно-пластовых вод. Время наступления квазистационарного режима фильтра-

ции подземных вод в штольнях 130 и 138 на четвертые и третьи сутки после ПЯВ, соответственно, подтверждается графиками временного и площадного изменения расходов (рисунки 6, 7). На представленных диаграммах в указанный период прослежен одинаковый темп уменьшения водопритока. В пределах рассматриваемых депрессионных воронок отмечается синхронное снижение расходов на протяжении первых суток после ПЯВ.

В условиях установившегося квазистационарного режима коэффициент пьезопроводности ( $a$ ), характеризующий скорость развития депрессионной воронки, может быть оценен по формуле [1]:

$$a = \frac{R^2}{2,25t},$$

где  $R$  – радиус влияния депрессионной воронки, м,  $t$  – время ее существования, сутки. Тогда для ПЯВ, проведенном в штольне 130, значение  $a$  составит  $4,0 \cdot 10^5$  м<sup>2</sup>/сут при  $R = 1,9$  км и  $t = 4$  суток. При ПЯВ в штольне 138 и параметрах депрессионной воронки  $R = 1,95$  км и  $t = 3$  суток значение  $a$  равно  $5,6 \cdot 10^5$  м<sup>2</sup>/сут. Соответственно, проведение ПЯВ в штольне 138 привело к увеличению фильтрационных и емкостных свойств водовмещающих пород в зоне влияния субширотной системы разрывных нарушений в 1,4 раза.

Результаты наблюдений за изменением гидрогеодинамической обстановки при ПЯВ в штольне 138 привлечены для оценки коэффициентов водопроводимости ( $km$ ) и упругой водоотдачи пласта ( $\mu^*$ ) с использованием следующих формул [1]:

$$km = \frac{0,183}{cS} \text{ и } \mu^* = \frac{km}{a},$$

где  $c$  – угловой коэффициент на графике временного прослеживания изменения расходов, равный 0,025,  $S$  – снижение пьезометрической поверхности, м.

В связи с максимальным уменьшением водопритока из выработки 511 (до 0,03 л/с) после ПЯВ в штольне 138, расположенной на 4 м выше пункта регистрации, снижение пьезометрической поверх-

ности составит 4 м, водопроводимость – 1,38 м/сут, упругая водоотдача –  $2,5 \cdot 10^{-6}$ .

Полученные значения гидрогеологических параметров трещинно-жильных вод, приуроченных к зоне влияния системы гидрогеологически активных разрывных нарушений субширотного простирания, в дальнейшем могут быть использованы при выполнении расчетов по моделированию миграции радионуклидов с подземным потоком применительно к условиям северного блока интрузивного массива.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ гидрогеодинамической обстановки горного массива Дегелен позволяет выделить основные закономерности изменения режима трещинно-жильных вод при проведении крупномасштабных экспериментов. При ПЯВ зарегистрировано кратковременное увеличение расходов воды в родниках и штольнях и последующее дренирование водоносного горизонта трещинно-жильных вод в результате подновления существующей и образования техногенной трещиноватости. В отдельных случаях прослежено полное осушение ранее обводненных зон влияния разрывных нарушений, вскрытых горными выработками, в связи с ограниченностью и незначительностью естественных запасов трещинно-жильных вод.

Депрессионная воронка ориентирована преимущественно по простиранию зоны дизъюнктива, не совпадающему с общим уклоном подземного потока. Продолжительность ее формирования зависит от степени измененности емкостных и фильтрационных параметров водоносного горизонта трещинно-жильных вод и метеорологических условий. В межлетний период прослежены более значимые изменения гидрогеологической ситуации, развивающиеся на фоне сезонного истощения естественных ресурсов подземных вод. Близость области питания снижает радиус влияния депрессионной воронки и контролирует процесс постепенного восстановления режима подземных вод. Установленный тренд увеличения составляющей подземного стока массива Дегелен, наиболее значимо выраженный в паводковый период, создает благоприятные условия для загрязнения подземных вод долгоживущими радионуклидами.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Боровский, Б.В., Самсонов Б.Г., Язвин Л.С. Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек. М.: Недра, 1979. 326 с.
2. Горбунова, Э. М. Гидрогеологические условия массива, осложненного взрывным воздействием / Э. М. Горбунова // Геодинамика и техногенез: Материалы Всероссийского совещания, 12 - 15 сент. 2000 г., Ярославль. - Ярославль: ФГУП НПЦ "Недра". 2000. – С.40 - 42.
3. Горбунова, Э. М. Анализ структурно-тектонического строения массива Дегелен применительно к условиям миграции радионуклидов с подземными водами / Э. М. Горбунова, Г. Н. Иванченко, Л. Д. Годунова // Семипалатинский испытательный полигон. Радиационное наследие и проблемы нераспространения. Материалы II Международной конференции. 6-8 сентября 2005 г. Курчатов, ВКО, Республика Казахстан. 2005. – С. 33 - 38.
4. Субботин, С. Б. Некоторые особенности радиоактивного загрязнения подземных и поверхностных вод на территории бывшего Семипалатинского испытательного полигона / С. Б.Субботин [и др.] // Радиационные риски в центральной Азии: доклад на семинаре НАТО, 20 - 22 июня, 2006. - Алматы: ИЯФ.

5. Шпаковский, В. И. Гидрогеодинамическая обстановка в техногенно-нарушенных условиях / В. И. Шпаковский, Р. С. Шпаковская, Э. М. Горбунова // Международная геофизическая конференция. Тезисы докладов. С-Пб: ВИРГ-Рудгеофизика, 2000. – С. 615 - 616.

## СЕМЕЙ ПОЛИГОНЫНДАҒЫ ДЕГЕЛЕН МАССИВІНІҢ ГИДРОГЕОДИНАМИКАЛЫҚ ЖАҒДАЙЫ

Горбунова Э.М.

*РФА Геосфера динамикасы институты, Мәскеу, Ресей*

Бұлақтар шығысында, кен қазбасы порталдарында және ұңғымаларда 1983 - 1987 ж.ж. орнатылған стационар бақылау пункттердің деректері бойынша Семей сынау полигонындағы Дегелен тау массивінің гидрогеодинамикалық жағдайын зерделеу нәтижелері келтірілген. Жерасты сулардың режимі Дегелен массивінің сайлары мен шатқалдары шегінде – көбінесе тауалды түрінде, жайдақталған беткейлерінде – жазықтық түріне жақын. Жүргізілген жерасты ядролық жарылыстарына байланысты гидрогеологиялық жағдайларының бұзылуы, аялық мөндерін ретке асатын, жерасты ағымның шығысы өзгерілуінен білінеді.

## HYDROGEOLOGICAL SITUATION OF DEGELEN MASSIF AT THE SEMIPALATINSK SITE

E.M. Gorbunova

*Institute for Dynamics of Geospheres, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

The results of studying of the hydrogeological situation in the Degelen massif of the Semipalatinsk Test Site is presented in this article. The stationary network included registration points, which were installed at exits of springs, tunnels intakes and in wells in 1983 – 1987. The regime of underground water is of submountain type in the ravines and canyons predominately; at graded slopes it tends to the flat type. The anthropogenic interference into the hydrogeological situation as a result of underground nuclear explosions performance is traced by the changes of the underground inflows remarkably exceeding background levels.

УДК 550.34:621.039.9

## GEOTECHNOGENIC SYSTEM OF CRYSTALL PEACEFUL UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSION

<sup>1</sup>S.Yu. Artamonova, <sup>2</sup>V.E. Ushnitskiy, <sup>3</sup>E.Yu. Antonov, <sup>3</sup>N.O. Kojevnikov<sup>1</sup>*Sobolev Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*<sup>2</sup>*The Ministry of nature protection of Republic Sakha (Yakutia), Yakutsk, Russia*<sup>3</sup>*Trofimuk Institute of petroleum geology and geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia*

The geotechnogenic system «a cavity of underground nuclear explosion – geological environment – surface ecosystems» in terms of «Crystal» peaceful underground nuclear explosion (PUNE) (Russia, Yakutia) were considered. New data on the radioactive pollution of surface and underground waters as well as the results of transient electromagnetic sounding along two profiles above the epicentre of PUNE have been presented in the paper. Under the explosion cavity the abnormal aquifer brine level increase up to 260 - 300 m was determined when geoelectric layers of the investigated profiles flanks fit the stated geological structure of the area.

Mining of the kimberlite pipe "Udachnyi" at a distance of 3.5 km to southwest from the "Crystal" PUNE object caused destabilization of the system «PUNE cavity –geological environment». Deepening of the open-cast mine and its drying promoted the formation of a great cone of depression around the mine. Radioactive underground brines from the zone of explosion moved to this depression, mixing with the brines of underlying horizons in the cone of depression. The brines from the open-pit mine were drawn into the tailings dump and injected under the ground. The ecological risk is connected with possible environmental pollution by the drainage of tailings dump and by infiltration of underground waters from the burial ground through fractured zones of tectonic faults.

## INTRODUCTION

During the years 1965-1988, 104 underground nuclear explosions were made at the territory of the former USSR (without taking into account the explosions performed at special test grounds): 72 tests were made for the purposes connected with the national economy, 32 tests for seismological probing of the Earth. These tests were named peaceful underground nuclear explosions (PUNE). The main goal of our work was to reveal what happens in the geological environment surrounding the cavities of underground nuclear explosions and on the surface after more than thirty years.

The first explosion in Yakutia (Figura 1C) «Crystal», with a power of 1.7 kt in the TNT equivalent, was made on the 2<sup>nd</sup> of October, 1974, at a distance of 6.7 km to north-east from Udachnyi (Figura 1C) at a depth of 98 m. This was one of the planned explosions for the construction of a dam across the valley of the local brook in order to make a tailing dump for the diamond-mining plant. However, the height of the mound turned out to be only 14 m instead of the expected 27-30 m, so the next planned explosions were declined. According to calculations, after a year, total activity in the cavity of «Crystal» was 22 thousand Ci; after 35 years (by 02.10.2009) it decreased to 2.9 thousand Ci due to natural decay. Authorized emission to the

Earth's surface was ~ 4 % of the total activity, which was ~ 880 Ci after 1 year and ~ 116 Ci after 35 years.

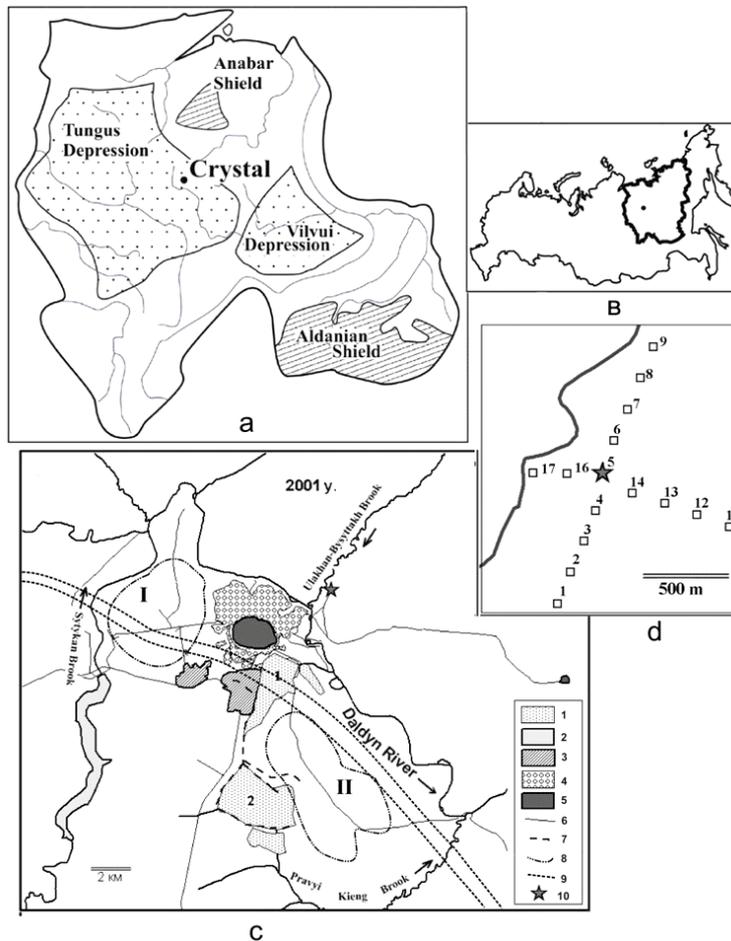
The region is situated at the eastern edge of the Tungus syncline of the Siberian platform (Figura 1A) composed of Cambrian rocks with the total thickness of ~2200 m [1]. The sediments were accumulated under the shallow sea conditions and are represented mainly by horizontal and monoclinical limestone and dolomite, as well as their argillaceous, marly varieties. Permafrost rocks containing water in the form of ice occur from the surface to a depth of 100 - 300 m. Cooled rocks with non-freezing underground brines having the negative temperature (called cryopags) occur lower, to a depth of 800 – 1050 m, where the isotherm with the temperature of 0° C passes [2].

Two aquifers were revealed: upper Cambrian at a depth of ~ 100 - 200 m, and the first artesian middle-Cambrian horizon at a depth of ~ 600 - 950 m. Below the 0° C isotherm, two more aquifers with brines were revealed in the geologic profile: the second middle-Cambrian (at a depth of ~ 1300-1400 m) and lower Cambrian (at a depth of ~ 1500-1600 m). The brines are sodium-calcium chloride in composition, their mineralization increases to the depth over the profile from 30 to 400 g/l and more. The pressure of underground brines increases with depth from 4.5 to 21 MPa. The «Crystal» hole opened only a small part of the geologic profile of the region: Quaternary sediments (loam, gravel, pebbles, detritus) within the range of 0-5 m; interstratified limestone and dolomites to the depth of 98 m.

Two aquifers were revealed: upper Cambrian at a depth of ~ 100 - 200 m, and the first artesian middle-Cambrian horizon at a depth of ~ 600 - 950 m. Below the 0° C isotherm, two more aquifers with brines were revealed in the geologic profile: the second middle-Cambrian (at a depth of ~ 1300-1400 m) and lower Cambrian (at a depth of ~ 1500-1600 m). The brines are sodium-calcium chloride in composition, their mineralization increases to the depth over the profile from 30 to 400 g/l and more. The pressure of underground brines increases with depth from 4.5 to 21

MPa. The «Crystal» hole opened only a small part of the geologic profile of the region: Quaternary sediments (loam, gravel, pebbles, detritus) within the range

of  $\nu$  0-5 m; interstratified limestone and dolomites to the depth of 98 m.



1 – tailing dump with reserve sedimentation tanks (1- the first order, in the valley of the Novyi brook; 2 – the second order, in the valley of the Pravyi Kieng brook); 2 – water reservoir in the valley of the Sytykan brook; 3 – Udachnyi settlement (residential and industrial parts); 4 – refuse heap; 5 – pit; 6 – roads; 7 – pulp tube; 8 – boundaries of the special grounds of underground burial of brines (I - Oktyabrsky; II - Kienginsky); 9 – the zone of tectonic fracture Oktyabrsky; 10 – epicenter of PUNE «Crystal». Schematic of the piquets of TDEM on the epicenter of PUNE «Crystal» and their number (D)

Figura 1. Position of PUNE Crystal: in the geological structure of the Siberian platform (a), in the Russia, Republic of Sakha (Yakutia) (b), in the vicinity of Udachnyi (on the basis of space image Landsat, 2001) (c)

**METHODS OF INVESTIGATION**

**Geophysical method**

Frozen and dry rocks are characterized by the high electric resistivity (ER), while the layers saturated with brine have low ER. The high geoelectric contrast of the local geological environment allowed using the time-domain electromagnetic sounding method (TDEM). Measurements of the transient characteristics were made with a symmetrical square set-up «loop in loop» along two mutually perpendicular profiles (Figura 1D) passing through the epicenter of explosion, over 15 piquets. The size of the generator loop made of copper wire with the cross section of 6 mm<sup>2</sup> was 100×100 m, the size of receptor loop with the cross section of 1 mm<sup>2</sup> was 50×50 m. The current in the generator loop was 1.7–7.5 A. Current pulses of alternating polarity and the amplitude up to 40 A were generated at a controllable repetition period

depending on the duration of the transient process. Non-stationary electromotive force  $e(t)$  in the receptor loop was recorded with the time sampling of 31  $\mu$ s. Due to the absence of industrial hindrance, even with such a moderate current in the generator loop it was possible to measure the transient processes at the time scale to about 100 – 150 ms, which provided examination of the depth about 400 – 500 m. The initial recording time  $t_{min}$  was 0.2 ms as an average [3]. Apparent ER  $\rho_\tau$  (Ohm·m) was calculated according to equation:

$$\rho_\tau(t) = \left[ \frac{IS_g S_u}{e(t)20\pi\sqrt{\pi}} \right]^{2/3} \left( \frac{\mu_0}{t} \right)^{5/3}$$

Here  $t$  is time, s;  $S_r$  and  $S_u$  are the areas of the generator and measuring loops, respectively, m<sup>2</sup>;  $e(t)$  is the electromotive force induced in the receptor loop, V;  $I$  is the current in the generator loop, A;  $\mu_0=4\pi \cdot 10^{-7}$  henry/m

is magnetic permeability of vacuum. Relative square mean deviations between the experimental and model data are 2% to 6% for different piquets.

#### Ecogeochemical method

The anion composition was determined by means of titration, and the cation composition – by means of mass spectrometry with inductively coupled plasma using the mass spectrometer of “Agilent” company (USA). The error of the measurements of ion concentrations did not exceed 15%. The total alpha and beta activity and tritium content were measured by means of liquid scintillation spectrometry using the Tri-Carb 2800 spectrometer (USA). The minimal detectable activity of  $^3\text{H}$  was 1 Bq/l, relative error does not exceed 6% for  $^3\text{H}$  activity above 40 Bq/l, 10-15% for the activity of 10-40 Bq/l, 34% as an average for the activity up to 10 Bq/l.

To determine the concentrations of  $^{90}\text{Sr}$ ,  $^{239,240}\text{Pu}$ ,  $^{238}\text{Pu}$  in water and in brines, large-volume samples of 40 l each were sampled; subsequent radiochemical concentrating was carried out. The activity of  $^{90}\text{Sr}$  was determined with respect to the  $^{90}\text{Y}$  isotope with the help of  $\beta$ -radiometry with the sensitivity of 0.01 Bq and relative error not more than 10%. To record  $\alpha$ -radiation, the concentrated samples were uniformly distributed (deposited) over the detector plates by means of electrolysis. The activities of the isotopes of Pu were determined by means of  $\alpha$ -spectrometry with a single-channel  $\alpha$ -spectrometer 7184 of EURISYS MEASURES company, high-resolution semiconductor detectors of the PLUS 300-15 type with the active area of 300 mm<sup>2</sup> and resolution of 15 keV were used. Detection limit for Pu isotopes was at a level of  $5 \cdot 10^{-4}$  Bq for measuring time of  $2 \cdot 10^5$  s.

#### RESULTS AND DISCUSSION

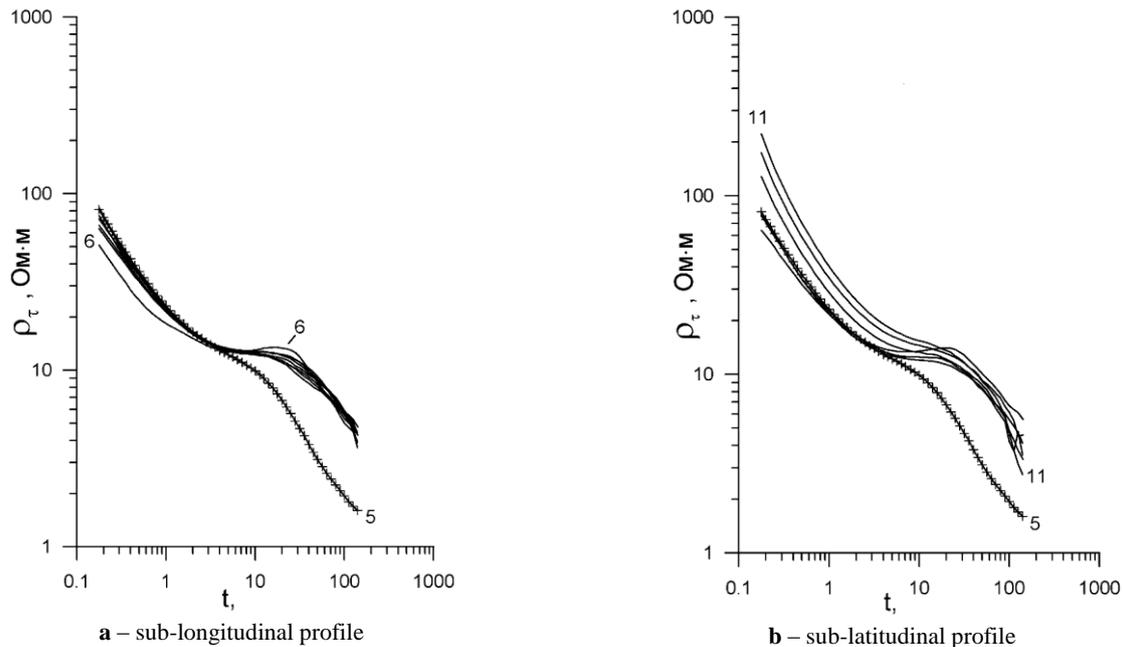
The measured TDEM curves  $\rho_\tau$  coincide except for piquets 5 and 6 in the central part of the profiles (Figura 1D), which is the evidence of the uniform geoelectric structure of the local geological environment (Figura 2). For each experimental curve  $\rho_\tau(t)$ , a maximally coincident model curve  $\rho_\tau(t)$ , formed by definite geoelectric layers with the assigned ER, thickness, and in definite sequence, was selected. The layers distinguished at the piquets are well correlated with each other. The upper layer L1 with the average thickness of 84 m is characterized by the high ER 51.5 to 686 Ohm·m, the average value being 76.0 Ohm·m. It was interpreted as the permafrost layer. The second layer with very low ER (3.1 as an average, with the range 1.2 to 5.8 Ohm·m) with the average thickness of only ~ 14 m at a level of 190 - 200 abs. m was interpreted by us as the upper Cambrian aquifer saturated with salty water, because this coincides with the hydrogeological data for holes (Figura 3). Below L-2, there is a weakly conducting geoelectric layer L-3 with the average thickness of 320 m and average ER of 8.35 Ohm·m, which is an order of magnitude

lower than the value for the frozen layer L-1 but 3 - 7 times more than the value for L-2. This comparison reveals the intermediate position of the geoelectric characteristics of the rocks comprising the third layer. Judging from the depth range and geoelectric characteristics of the rocks in the layer, this layer corresponds to the cooled clayey limestone and dolomite of the Markhin series of upper Cambrian.

Highly conducting geoelectric layer L-4 with the average ER of 1.86 Ohm·m is underlying the L-3 layer. The thickness of L-4 in the sub-latitudinal profile is only several metres, while in the sub-longitudinal profile its thickness increases at the southern wing to 126 m. It may be concluded on the basis of the depth range and the geoelectric characteristics of L-4 that this layer corresponds to the upper part of the 1<sup>st</sup> middle-Cambrian aquifer. An extremely highly conducting base L-5 with the average ER of 0.56 Ohm·m is seen below the L-4 layer; we interpret this base L-5 as the lower part of the 1<sup>st</sup> middle-Cambrian aquifer.

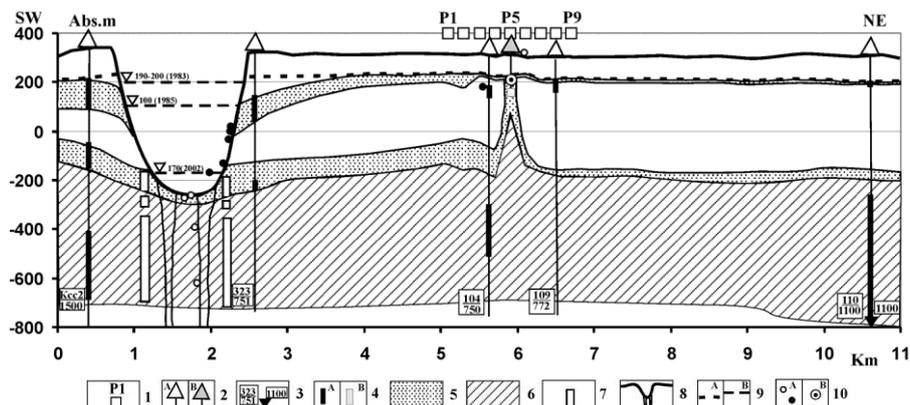
Curves  $\rho_\tau$  at piquet 5 (in the epicenter of explosion) and at piquet 6 (at a distance of 100-200 m to the north from the epicentre) are classified as anomalous ones. The upper part of the geological environment at the region of piquet 6 is higher conducting, and(or) the thickness of the layer with high ER is smaller. For medium depth, the rocks with higher ER than those at the corresponding depth at the wings of the profile are characteristic.

For the early recording time ( $t < 3$  ms), curve  $\rho_\tau$  for piquet 5 does not differ from other curves. This means that here the upper part of the geological environment is similar to the upper part of other piquets and corresponds to the layer of permafrost rocks L-1. However, for longer time ( $t > 5$  ms) or below L-1 we observe anomalously strong decrease of the values for curve  $\rho_\tau$  from 4.5-4.95 Ohm·m to 0.3 Ohm·m, that is, with the loss of the intermediate layer L-3, we observe local rise of the levels of L-4 and L-5 of the 1<sup>st</sup> middle-Cambrian aquifer to the cavity of explosion. Calculation showed that the salt and water content of the upper Cambrian horizon is insufficient for such low ER values to appear. The jump of the level of L-4 layer is 300 m and more, and the jump of L-5 layer is 200-260 m, which is quite admissible in the case of the formation of the fractured zone as a consequence of explosion under the layer pressure of 4.5 – 9.3 MPa in the 1<sup>st</sup> middle-Cambrian aquifer [1]. So, underground brines are in direct contact with the explosion cavity and get polluted with radionuclides. It is known that almost the whole radioactivity (up to 90%) of PUNE is concentrated directly in the explosion cavity and in the vicinity, in the case under consideration – in the zone with the radius of ~ 10 – 17.9 m. After the decay of short-lived isotopes, the radioactivity is represented by tritium, fission isotopes  $^{90}\text{Sr}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ , as well as the isotopes of Pu.



Figures near the curves correspond to the numbers of piquets in Figura 1d, Figura 3

Figure 2. Curves of apparent resistivity  $\rho_{\tau}$ : measured at the sub-longitudinal profile and at the sub-latitudinal profile



1- No. of piquet; 2A – the mouth of the hydrogeological well; 2B – the mouth of the experimental well of 1973; 3A – numerator: No of well, denominator: depth of well (n); 3B – the depth of well outside the drawing (m); 4A – level of ground water in the wells, measured by the Amakinskaya geological expedition in 2004 (responsible executor Kobylkina V.M.); 4B – level of underground water measured in 1973; 5 – upper Cambrian aquifer and the upper part of the 1st middle-Cambrian aquifer; 6 – the lower part of the 1st middle-Cambrian aquifer; 7 – levels of underground water according to Gotovtsev S.P. (2006); 8 – worked out open-pit mine of kimberlite tube «Udachnaya» with two ore roots; 9A – bottom of permafrost rocks; 9B – level of the pit bottom in different years of working it out; 10A – water sampling sites, black circles – sites of water sampling by Golubev B.N., Kasatkin V.V. in 2002; 10B – centre (cavity) of nuclear explosion

Figure 3. The geological model of the region of PUNE «Crystal» along the direction from south-west to north-east, on the basis of cryolithologic, hydrogeological, geological and new radioecogeochemical data from wells and the pit of the «Udachnaya» tube, and the new geophysical TDEM data along the sub-longitudinal profile

In 1983, when the bottom of the pit at the kimberlite tube Udachnaya (Figure 1C) reached the absolute level of 190-200 abs. m (Figure 3), exudation wall appeared at its north-western side [4], because of the start of water de-loading from the upper Cambrian aquifer. At present, with permanent pumping to remove brine entering the pit, mining is carried out at a depth of about -275 abs. m. The shaft (mine) to the depth of -700 abs. m is under construction. Due to the formation of depression funnel, a decrease in the brine discharge level by 200 m is observed at the walls of the pit (Figure 3). Investigations

demonstrated that not only the brines of upper Cambrian aquifer (layer L-2), the upper part of the 1<sup>st</sup> middle Cambrian aquifer (L-4), but also lower-lying brines (L-5) are polluted with radionuclides: in 2008 we detected tritium in the brine at the shaft at a depth of -600 abs. m; the concentration of tritium was 117 Bq/l. We also detected  $^{238}\text{Pu}$  0.0151 Bq/l,  $^{239,240}\text{Pu}$  0.62 Bq/l (Table) in this brine. It is probable that the brines of upper horizons polluted with radionuclides get mixed with the brines of lower lying horizons; mixing is likely to occur near the deep depression funnel of the pit.

**CONCLUSION**

1. The geoelectric model obtained with the help of TDEM provided an adequate description of the geological structure of the region.

2. A local geotechnogenic anomaly was formed under the epicenter of the explosion [6]. The anomaly involves a sharp rise (by 260-300 m) of pressured underground brines of the 1<sup>st</sup> middle Cambrian aquifer up to junction with the upper Cambrian aquifer near the explosion cavity. The size of the geotechnogenic anomaly is estimated to be ~ 80 to ~ 400 m in depth and ~ 200 m in the horizontal direction. At the epicenter of explo-

sion, in the upper layer ~ 80 m thick, the recovery of permafrost is observed; this might be promoted by land-filling of the sarcophagus and the local climate with severe winters.

3. Post-explosion technogenesis, namely pit and mine digging with permanent removal of brines entering the pit caused the formation of a deep hydrogeological depression funnel, which destabilized the geotechnogenic system "PUNE cavity – enclosing geological environment" and promoted intense emission of the activity from the explosion zone into the surface systems.

Table. Radionuclide content in water samples taken in the region of PUNE «Crystal»

#	Sampling site, altitude (abs. m)	<sup>3</sup> H	<sup>90</sup> Sr	<sup>238</sup> Pu	<sup>239,240</sup> Pu	
	operational intervention level (Russia, 2009)	7700	5	0.6	0.56	
1	brook under the western slope of the sarcophagus	11.08.2008	9±3			
2		Golubov B.N.*, 2002	26.4	4.7		
3	brook from under the sarcophagus	11.08.2008	27±5			
4		Golubov B.N.*, 2002	221	25.9		
3	Observation wells at a distance of 70 m to the west from the sarcophagus, depth: 1.5 m	Well 1, 13.08.2008	8±4			
4		Well 2, 13.08.2008	6±3			
5		Well 3, 13.08.2008	12±5			
6		Well 4, 13.08.2008	7±4			
7		Well 5, 13.08.2008	6±2			
8	the Daldyn river, at a distance of 400 m downstream of the mouth of brook Ulakhan-Bysyttakh, 12.08.2009	5.6±2.2				
9	«Udachnyi» pit	+10 abs. m, Kasatkin V. V.**, 2002	61±24			
10		- 25 abs. m, Golubov B.N.*, 2002	23.8	18.8		
11		- 125 abs. m, Golubov B.N.*, 2002	41.8;	47;		
12			29.5;	14;		
13			35.4;	15.9		
14		- 170 abs. m, Kasatkin V.V. **, 2002	35±17			
15		- 170 abs. m, Golubov B.N.*, 2002	33.8	1.6		
16		- 265 abs. m, 13.08.2008	146±10	1.47 ±0.07		
17	- 275 abs. m, 12.08.2009		0.14 ±0.01	0.012 ±0.002	0.028 ±0.003	
18	shaft (mine) -380 abs. m, 12.08. 2009		0.28 ±0.01	0.083 ±0.004	0.007 ±0.001	
19	shaft (mine) - 600 abs. m, 13.08.2008	117±9		0.0151 ±0.003	0.62 ±0.04	
20	Tailing dump 2 (Fig.1C), 13.08.2008	11±5				
21	Tailing dump 1 (Fig.1C), 13.08. 2008	25±5				
22	Well 104, +165 abs. m, Kasatkin V.V.**, 2002	106±25				
23	Well 18 at 2.7 km to the south from PUNE, Golubov B.N.*, 2002	0	8.5			
24	Well 521 at 3.7 km to south-west from PUNE, Golubov B.N.*, 2002	12.5	6.1			
25	Well 9118, Golubov B.N.*, 2002	4	6.1			
26	West side of «Udachnyi» pit, Well 51-H3, Golubov B.N.*, 2002	6.7	5.7			

Note: \* samples were collected by Golubov B.N. in 2002.[4], samples were collected by Kasatkin V. V. in 2002 [5]

Investigations were carried out at the Institute of Geology and Mineralogy SB RAS under the State Order No. 43 (76-08) with support from the Department of Radiation Safety of the Ministry of Nature Conservation of the Republic of Sakha (Yakutia).

REFERENCES

1. Alekseev, S. V. Cryohydrological systems of the Yakutian diamond-bearing province / S. V. Alekseev // Russia, Novosibirsk, Geo Academic publishers, 2009. – 319 p.
2. Klimovsky, I. V. Cryolithic zone of the Yakutian diamond-bearing province / I. V. Klimovsky, S. P. Gotovtsev // Russia, Novosibirsk, Nauka, 1994. – 168 p.
3. Kozhevnikov, N. O. Evaluation of the possibilities of the method of transient processes for the investigation of the upper part of a geological profile / N. O. Kozhevnikov, A.E. Plotnikov // Geofizika, Russia / No. 6 – 2004. – p. 33 – 38.
4. Golubov, B. N., Migration of radionuclides from the cavity of the underground thermonuclear explosion «Crystal» into the diamond mining pit «Udachnyi»/Radiation safety of the Republic of Sakha (Yakutia): Proceedings of the II Republican Scientific and Practical Conference / B. N. Golubov, Yu. A. Sapozhnikov, A. V. Goralchuk // Russia, Yakutsk, YaF GU Publishing House of SB RAS, 2004. – p. 182 - 192.
5. Kasatkin, V. V. Condition of a radiating security of objects of peace nuclear explosions in territory Republic Sakha (Yakutia)/Radiation safety of the Republic of Sakha (Yakutia): Proceedings of the II Republican Scientific and Practical Conference / V. V. Kasatkin, V. A. Plychev, K. V. Myasnikov / Russia, Yakutsk, YaF GU Publishing House of SB RAS, 2004. – p. 82 - 100.
6. Artamonova, S. Yu. Geoecological model of “Crystal” peaceful underground nuclear explosion area (Yakutia) / S.Yu Artamonova, L.G. Bondareva, E. Yu. Antonov, N. O. Kojevnikov // Geoecology. Engineer geology. Hydrogeology. Geocryology. - 2012. # 2. – P. 143 - 158.

«КРИСТАЛЛ» АТТЫ БЕЙБИТ ЖЕРАСТЫ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТЫҢ GEOTECHNOGENDIK ЖҮЙЕСІ

<sup>1)</sup>Артамонова С.Ю., <sup>2)</sup>Ушницкий В.Е., <sup>3)</sup>Кожевников Н.О., <sup>3)</sup>Антонов Е.Ю.

<sup>1)</sup>*РФА СБ В.С. Соболев атындағы Геология және минералогия институты, Новосибирск, Ресей*

<sup>2)</sup>*Саха Республикасының (Якутия) табиғат қорғау министрлігі Якутск, Ресей*

<sup>3)</sup>*РФА СБ А. А. Трофимук атындағы Мұнайгаз геологиясы мен геофизикасы институты, Новосибирск, Ресей*

«Кристалл» атты (Якутия, Ресей) бейбіт жерасты ядролық жарылыстың объектісі үлгісінде «жерасты ядролық жарылыстың қуысы – сыйдыратын геологиялық орта – жер беті» геотехногендік жүйесі қарастырылған. Жер бетіндегі және жерасты сулар радиоактивті ластану туралы жана деректері және ЖЯЖ эпиорталығы үстінен екі кескін бойы ауыспалы процесстер әдісімен электрлік зондтауының нәтижелері келтірілген. Жарылыстың эпиорталығы астында 260-300 метрге, жарылыстың қуысына шейін, қысымды жерасты тұздықтардың аномальды көтерілуі айқындалған, ал зерделенген кескіндердің шеттерінде геоэлектрлік қабаттары ауданның өзгерілмеген геологиялық құрылысына сәйкес келеді.

GEOTECHNOGENNAYA SISTEMA MIRONOGO PODZEMNOGO YADERNOGO VZRYVA «КРИСТАЛЛ»

<sup>1)</sup>Артамонова С.Ю., <sup>2)</sup>Ушницкий В.Е., <sup>3)</sup>Кожевников Н.О., <sup>3)</sup>Антонов Е.Ю.

<sup>1)</sup>*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*

<sup>2)</sup>*Министерство охраны природы Республики Саха (Якутия), Якутск, Россия*

<sup>3)</sup>*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия*

Рассмотрена геотехногенная система: «полость подземного ядерного взрыва – вмещающая геологическая среда – поверхность земли» - на примере объекта мирного подземного ядерного взрыва «Кристалл» (Якутия, Россия). Приведены новые данные о радиоактивном загрязнении поверхностных и подземных вод, а также результаты электрического зондирования методом переходных процессов по двум профилям в эпицентре ПЯВ. Под эпицентром взрыва выявлен аномальный подъем напорных подземных рассолов на 260 - 300 м вплоть до полости взрыва, тогда как на флангах изученных профилей геоэлектрические слои соответствуют неизменному геологическому строению района.

УДК 550.34:621.039.9

## ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЙОНА МИРНОГО ПОДЗЕМНОГО ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА «КРАТОН-3» (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

<sup>1)</sup>Артамонова С.Ю., <sup>2)</sup>Кожевников Н.О., <sup>2)</sup>Антонов Е.Ю. <sup>3)</sup>Ушницкий В.Е.

<sup>1)</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>2)</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>3)</sup>Министерство охраны природы Республики Саха (Якутия), Якутск, Россия

Приводятся результаты зондирования методом переходных процессов в районе проведения мирного подземного ядерного взрыва «Кратон-3» (24.08.1978 г., глубина 577 м), что позволило создать модель техногенно нарушенной вмещающей геологической среды. Предполагается наличие пути массо- и энергопереноса из зоны взрыва с участием напорных подземных рассолов по системе: «полость взрыва – столб обрушения – трещиноватая зона тектонического разлома – дневная поверхность».

Объекты мирных подземных ядерных взрывов (МПЯВ) являются сложными геотехногенными системами с длительной историей развития, начиная с момента сильного термобарического и радиационного воздействия на вмещающую геологическую среду и последующими процессами «устаканивания» в течение вот уже более 20 - 30 лет. Полости этих взрывов нужно рассматривать как неконтролируемые неизолированные подземные пункты размещения особых радиоактивных отходов. Необходимость изучения состояния недр у объектов МПЯВ не подлежит сомнению. Только зная современное состояние этих геотехногенных систем, можно делать прогнозы и предпринимать необходимые меры по снижению экологических рисков, связанных с этими опасными объектами.

МПЯВ «Кратон-3» мощностью 22 кт в тротиловом эквиваленте был произведен 24 августа 1978 г. в Западной Якутии в 38 км к востоку от пос. Айхал, на правом берегу р. Марха. Нарушения в технологии забивки боевой скважины привели к аварийному выбросу через устье скважины ~2 % общей активности в виде газо-пылевого облака. В статье описана модель геологической среды объекта МПЯВ «Кратон-3» на основе данных зондирования методом переходных процессов.

### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВМЕЩАЮЩЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

В геоморфологическом отношении район проведения МПЯВ представляет собой среднерасчлененное плато и относится к Среднесибирскому плоскогорью. Местный рельеф холмисто-увалистый, абсолютные высоты водораздела находятся на уровне 400 - 440 абс.м, врез реки составляет ~ 100 - 150 м. У объекта «Кратон-3» уровень р. Марха составляет примерно 290 абс. м. Район расположен на восточной окраине Тунгусской синеклизы Сибирской платформы (рисунок 1), сложенной породами нижнего ордовика, кембрия и эдиакария с согласными стратиграфическими границами [4].



Рисунок 1. Расположение района проведения МПЯВ «Кратон-3» относительно структур Сибирской платформы

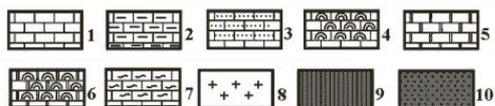
Отложения геологического разреза накапливались в условиях мелководного моря и представлены, в основном, известняками, доломитами и их глинистыми, мергелистыми разностями, имеющими горизонтальное или моноклинальное залегание с углом падения до 10-12° в юго-западном направлении – в сторону центральных частей древнего моря. Осадочная толща общей мощностью ~2400 м несогласно залегает на кристаллическом фундаменте архея (рисунок 2).

Породы эдиакария представлены доломитами, строматолитовыми доломитами с прослоями мергелей и песчаников общей мощностью до 190 м. Основную часть геологического разреза района составляют кембрийские известняки и доломиты с общей мощностью около 2-х км. Нижнеордовикские известняки с прослоями аргиллитов мощностью ~ 240 м подстилают дневную поверхность. Четвертичные отложения представлены аллювиальными суглинками, галечниками, щебнем, имеют ограниченное распространение и приурочены, в основном, к пониженным участкам рельефа. Мощность рыхлых четвертичных отложений на водоразделах и склонах – до 2 м, в долинах – до 10 м.

**ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЙОНА МИРНОГО  
ПОДЗЕМНОГО ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА «КРАТОН-3» (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)**

Район работ находится в пределах криолитозоны. Многолетнемерзлые толщи слагают верхние 100 - 300 м геологического разреза, вода в них находится в виде льда. Ниже залегают охлажденные породы, содержащие высокоминерализованные подземные воды с отрицательной температурой (криопэги), и морозные породы – с отрицательной температурой и сухие. Изотерма с температурой 0° С залегает на глубине 800 - 1050 м [10].

Группа	Система	Отдел	Свита	Глубина, м	Мощность, м	Литологическая колонка	Водоносный горизонт	Характеристика пород	
Фанерозой	Кембрийская	О <sub>1</sub>	Old	100	238			Глинистые известняки с прослоями аргиллитов	
				200					
		Верхний	Mrk	300	132			Глинистые известняки, доломиты, конгломераты закарстованные и каверновые	
				400					
			Mrh	500	176			Известняки доломитистые, в нижней части - грубо-волосястые песчаные и алевроитовые известняки	
				600					
		Средний	Удвинская	Id	700	370			Оолитовые и водорослевые известняки с прослоями гравелитов, пористо-каверновые и массивные доломиты
					800				
					900				
					1000				
					1100				
					1200				
		1300	540			Эпифитоновые известняки, обломочные доломиты, известняки, пористо-каверновые доломиты, остатки трилобитов и брахиопод			
		1400							
1500									
Нижний	Эвксипская	Km	1500	124			Мергели, аргиллиты, темно-серые и черные глинистые известняки		
			1600						
			1700						
			1800						
			1900						
			2000						
2100	430			Известняки, водорослево-детритовые и глинистые известняки, пестроцветные мергели, песчаники. Трилобиты и археоциаты					
2200									
2300									
Ed	Str	2300	204			Известняки, глинистые известняки, доломиты, мергели			
		2400							
PR			2400	190			Доломиты, строматолитовые доломиты с прослоями мергелей и песчаников		
AR			2500				Гнейсы, кварцитогайсы		



1 - 4 - известняки: 1 - чистые, 2 - глинистые, 3 - песчаные, 4 - органогенные; 5 - 6 - доломиты: 5 - чистые, 6 - органогенные, 7 - мергели; 8 - кристаллические породы фундамента; 9 - верхнепротерозойский, нижнекембрийский и II среднекембрийский водоносные горизонты, 10 - I среднекембрийский и верхнекембрийский водоносные горизонты Свиты: Str - старореченская; Mn - манькайская; Km - куонамская; Id - известняково-доломитовая пачка; Mrh - мархинская; Mrk - маркокинская; Ed - эдиакарий

Рисунок 2. Район МПЯВ «Кратон-3». Сводная литологическая колонка с уровнями подземных водоносных горизонтов (по [4] с использованием данных скважин 51, 703, 95)

Подземные водоносные горизонты по латерали не выдержанны. Их протяженность коррелирует с зонами распространения трещиноватых и закарстованных пород, которые, как правило, приурочены к определенным горизонтам геологического разреза и особенно развиты у зон тектонических нарушений (разломов).

В интервале от +50 до -100 абс. м залегают пестроцветные трещиноватые глинистые известняки, доло-

миты с псевдоморфозами каменной соли, с отдельными закарстованными пластами доломитов и известняков маркокинской свиты верхнего кембрия (мощностью 132 м). Здесь выделяется маловодный *верхнекембрийский водоносный горизонт* трещинно-порового типа в тонких трещиноватых глинистых известняках маркокинской и верхней части мархинской свит на глубинах от -100 до +50 абс. м с общей мощностью от 2-3 до 10-30 м. Минерализация вод изменяется от 30 до 200 г/дм<sup>3</sup> при среднем значении 90 г/дм<sup>3</sup>.

Нижезалегающие породы мархинской свиты верхнего кембрия представлены известняками и их глинистыми, песчанистыми и доломитистыми разностями (рисунок 2). Глинистые известняки этой свиты служат верхним водоупором для *I среднекембрийского водоносного горизонта*, приуроченного к кавернозной известняково-доломитовой пачке на интервале от -300 до -600 абс. м, со средней мощностью ~ 250 м, со средней минерализацией натрий-кальций хлоридных рассолов 300 г/дм<sup>3</sup>. Тип коллекторов кавернозно-поровый. При плотности рассолов ~ 1.22 г/см<sup>3</sup> и пластовых давлениях 4.5 – 9 мПа [4] напор над кровлей составляет от 360 до 730 м. Водоупорами снизу являются плотные доломиты удачинской свиты.

*II среднекембрийский водоносный горизонт* распространен, главным образом, в зонах биогерм на глубинах от -1000 до -1120 абс. м, напор над кровлей по разным данным: 310 - 350 м [14] и ~ 565, местами до 1270 м [4]. Характерны кальций-магний-натрий хлоридные рассолы с минерализацией до 400 г/дм<sup>3</sup>. Тип коллекторов преимущественно кавернозно-поровый.

Выделяется *нижнекембрийский и верхнепротерозойский водоносные комплексы* с высоким напором над кровлей – от 1200 - 2100 м, с минерализацией рассолов около 400 г/дм<sup>3</sup> [14], [4].

Напор в подземных водоносных горизонтах увеличивается с глубиной, а по горизонтали – к центру Тунгусской синеклизы, и это является одной из особенностей геологического строения среды.

В локальном масштабе геология и гидрогеология изучены весьма скудно. Известно, что вдоль р. Марха на поверхность выходит зона тектонического разлома [14] северо-западного простирания с углом падения 55° на северо-восток. Устье боевой скважины расположено всего в 160 м от берега реки. Таким образом, взрыв «Кратон-3» был произведен вблизи тектонического разлома. Данные, полученные при проходке боевой скважины на глубину ~ 580 м, к сожалению, недоступны, а после взрыва какие-либо буровые работы в этом районе не проводились. Известно только, что в интервале 165 - 186 м боевой скважины был установлен участок трещиноватых пород, через который шло интенсивное поглощение бурового раствора [14]. На водопоглощающем участке скважины в 1978 г. трижды устанавливали изоляционные мосты путем закачки цементного раствора. При опрессовке скважины после разбуривания 1-го моста давление в скважине поднялось до 15 атм и после прекращения

подачи воды в течение 4-х минут оно упало до 0. В дальнейшем проверка скважины на герметичность не производилась. Этот участок трещиноватости авторами принят за местный тектонический разлом, выходящий на дневную поверхность западнее по руслу реки. Заряд был заложен в кровельной части среднекембрийских глинистых и мергелистых известняков на глубине 577 м.

#### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕХНОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ГЕОЛОГИЧЕСКУЮ СРЕДУ

Накоплен обширный экспериментальный материал, развиты теоретические модели, позволяющие определить размеры механического воздействия МПЯВ на вмещающие породы [1 - 3, 13]. Воздействии МПЯВ «Кратон-3» на вмещающую геологическую среду определено с помощью экспериментальных аналитических зависимостей<sup>1</sup>. Кроме того, проведено одномерное математическое моделирование с использованием программного комплекса «Master Professional» v.1.0<sup>2</sup> на основе принципов связанно-лагранжевой 1D (линейной) гидродинамики, упругопластики, детонации для расчета течений, сопровождающихся звуковыми, ударными, детонационными волнами с учетом упругопластического деформирования, откольного разрушения [15]. Приведенная глубина заложения заряда, равная  $H_{пр} = H/E^{1/3} = 577 \text{ м}/22^{1/3} \text{ кт}^{1/3} = 206 \text{ м}/\text{кт}^{1/3}$  обеспечивала типичный камуфлетный взрыв. Разгерметизация боевой скважины, несомненно, осложнила картину события, но при расчетах для оценки зон механического воздействия взрыва на геологическую среду объекта «Кратон-3» на данном этапе не учитывалась.

Размер полости взрыва (её объем или радиус) является одним из основных характеристик действия подземного ядерного взрыва. Для оценок размеров полости использована зависимость из [4] для условия превышения прочности пород на сжатие  $\sigma_*$  (Па) над пластовым давлением  $\rho g H$  (Па):  $\sigma_* > \rho g H$ , где  $\rho$  – плотность пород ( $\text{г}/\text{см}^3$ ),  $g$  –  $9.8 \text{ м}/\text{с}^2$ ,  $H$  – глубина (м). Формула представляет зависимость радиуса полости от свойств грунта - прочности на сжатие  $\sigma_*$  и акустической жесткости  $\rho C_p^2$ :

$$R_{\text{полости}} = E^{1/3} \frac{354,6}{(\rho C_p^2 \sigma_{\text{сжатия}})^{1/9}}, \quad (1)$$

где  $R_{\text{полости}}$  – радиус полости взрыва (м),  $E$  – мощность взрыва (кт в тротиловом эквиваленте);  $\rho$  – плотность карбонатных пород ( $\text{г}/\text{см}^3$ );  $C_p$  – скорость звука ( $\text{м}/\text{с}$ );  $\sigma_{\text{сжатия}}$  – прочность пород на сжатие (Па).

Радиус полости взрыва согласно формуле (1) составляет от 31.1 до 34.2 м для скорости звука ( $C_p$ ) от

5400 до 3500 м/с. При оценке принимались плотность карбонатных пород  $\rho = 2.38 \text{ г}/\text{см}^3$ ,  $\sigma_* = 0.1 \text{ ГПа}$ . Математическое моделирование показало, что полость сформировалась уже за время 30 - 40 мс, её радиус составлял 24 м, что близко к экспериментальным значениям (в пределах  $\pm 20 \%$ ). Радиус зоны дробления  $R_{\text{дроб.}}$  равный 112 - 133 м, получена по формуле:

$$R_{\text{дроб.}} = R_{\text{полости}} \left( \frac{\rho C_p^2}{4\sigma_*} \right)^{1/3}. \quad (2)$$

Радиус зоны трещиноватости, равный 168 – 199 м, оценен по формуле (3)

$$R_{\text{трещин}} = R_{\text{дробления}} \left( \frac{\sigma_*}{2(\sigma_{\text{откол}} + \rho g H)} \right)^{1/2}. \quad (3)$$

Здесь  $\sigma_{\text{откол}}$  – прочность пород на откол или растяжение в рассматриваемом случае, приравнен  $\sigma_{\text{откол}} = 0.01 \text{ ГПа}$ .

Следует отметить условность рассчитанных зон. В реальности в этих зонах происходит нарушение сплошности среды и возникновение блочного иерархического состава разрушенной геологической среды. Выделенные зоны механического разрушения имеют асимметричную форму, максимальные изменения ориентированы в направлении к дневной поверхности. Большую роль в развитии этих зон имеют также искусственно созданные ослабленные участки в массиве [2]. Вопрос о том, какую роль сыграла разгерметизация стволовой части скважины при взрыве на формирование зон механического поражения на объекте «Кратон-3», остается пока открытым, который возможно будет выяснен путем 3D-моделирования.

Согласно математическому моделированию, на расстоянии 100 м от центра взрыва максимальное смещение пород достигало 0,42 м, максимальное радиальное давление – 0.8 ГПа, на расстоянии 200 м – 0.17 м и 0.13 ГПа, соответственно.

На определенном этапе развития взрыва в его центре взрыва падает давление, и горный массив начинает двигаться внутрь (навстречу полости). Этот эффект типичен для взрывов в прочных породах, но не очень явно выражен для малопрочных грунтов, отсутствует в пластических грунтах (глина, соль) и не учитывается эмпирическими формулами. Как раз за счёт этого эффекта, согласно математическому моделированию, в массиве сформировалась зона камуфлетности (зона со сжимающими напряжениями и повышенной плотностью) в интервале 100 – 300 м от центра взрыва, которая препятствует выходу радиоактивности из полости взрыва. В промежуток времени 30 - 60 мс в 100 м от гипоцентра взрыва давление резко упало и на время 70 - 80 мс, «наступило» возвратное движение массива, т.е. грунт начал двигаться внутрь (навстречу полости), скорость стала отрицательной. На расстоянии в 200 м давление падает и идет возвратное движение грунта в промежутке времени от 55 до 90 мс. Эта

<sup>1</sup> Отчет ИГМ СО РАН, 2009 г., отв. исполнитель – Артамонова С.Ю., расчеты проведены Чернышевым А.К. ВНИИЭФ РФЯЦ г. Саров, по заказу ИГМ СО РАН, договор № 2485-5-96/2009 от 01.07.2009 г.

<sup>2</sup> Там же. Одномерное математическое моделирование проведено Руденко В.В. ВНИИЭФ РФЯЦ, г. Саров

зона камуфлетности разрушается на поздних временах за счет прихода волны разгрузки от свободной поверхности (сотни мс), образующей откольную зону и за счет образования столба обрушения (секунды-часы).

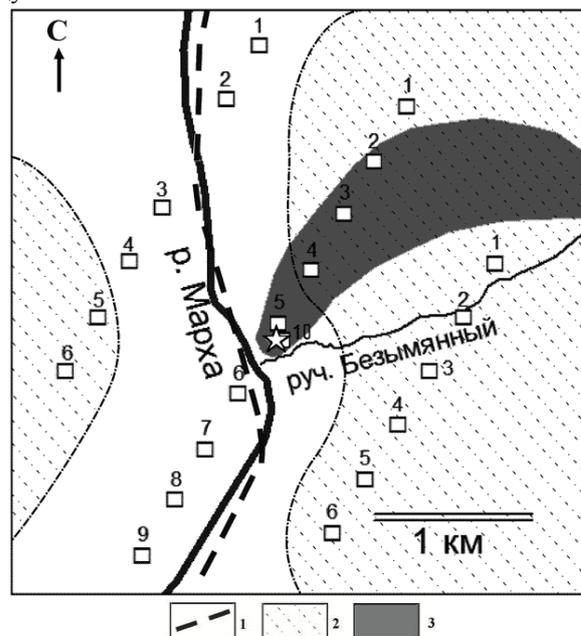
В диапазоне глубин заложения взрыва  $\sim 100 - 200 \text{ м/кт}^{1/3}$  характерен откол поверхностного слоя грунта. При приведенной глубине  $206 \text{ м/кт}^{1/3}$  по результатам математического моделирования глубина зоны откола от дневной поверхности на объекте «Кратон-3» составила  $\sim 120 \text{ м}$ . Площадь откольной зоны на дневной поверхности описывается радиусом  $R \sim 300 - 400 \text{ м/кт}^{1/3}$  или  $840 - 1120 \text{ м}$  для взрыва «Кратон-3». Высота столба обрушения оценивается в  $(6 - 8) R_{\text{полости}}$  [2], что с учетом прочностных свойств известняков оценивается авторами как  $\sim 186 - 249 \text{ м}$ , однако реальная высота столба обрушения неизвестна. Следует отметить, что размеры столба обрушения зависят от многих параметров геологической среды и термодинамики продуктов взрыва.

Принципиальное влияние на время обрушения и сам факт обрушения оказывает геологическое строение массива, в первую очередь, тектонические разломы и трещиноватость пород. В рассматриваемом случае, как сказано выше, в интервале  $391 - 412 \text{ м}$ , выше точки заложения заряда (или на глубине  $165 - 186 \text{ м}$ ) при проходке боевой скважины была зафиксирована трещиноватая водопоглощающая зона, которую авторы связывают с тектоническим разломом северо-восточного простирания. Вопрос, достиг ли столб обрушения этой разломной зоны, – остается пока открытым.

#### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Наличие многолетней мерзлоты и подземных водоносных горизонтов, насыщенных рассолами, обуславливают высокую геоэлектрическую контрастность местной геологической среды. Мерзлые и сухие породы характеризуются высоким удельным электрическим сопротивлением (УЭС), водонасыщенные слои – низким, а слои с высокоминерализованными рассолами, являющиеся природными электролитами, – очень низким. Поэтому для изучения геоэлектрического разреза в районе МПЯВ «Кратон-3» выбран метод переходных процессов (ЗМПП) на участке «Кратон-3» по трем параллельным субмеридиональным профилям (азимут  $26^\circ$ ), отстоящим друг от друга на  $1 \text{ км}$ . Самый протяженный центральный профиль –  $3300 \text{ м}$ , проходит через эпицентр МПЯВ (рисунок 3), боковые профили короче: восточный –  $2000 \text{ м}$ , западный –  $2400 \text{ м}$ . Полевые работы ЗМПП проведены по стандартной методике [7]. Измерения переходных характеристик выполнены симметричной установкой «петля в петле» на 22-х пикетах. Одним из преимуществ такой установки является совпадение точки записи с ее

центром. Размер генераторной петли составлял  $200 \times 200 \text{ м}$ , приемной –  $50 \times 50 \text{ м}$ . Поскольку априорная информация о геоэлектрическом строении исследуемого участка отсутствовала, размер установки и расстояние между соседними зондированиями выбраны исходя из общих соображений: шаг исследований должен в первом приближении согласован с глубиной зондирований, среднее расстояние между пикетами составляло  $400 \text{ м}$ .



1 – предположительная зона тектонического разлома; 2 – поле распространения многолетнемерзлых пород с высоким УЭС (экстраполяция); 3 – сухостойный лес, погибший вследствие прорыва радиоактивности при взрыве. Звездочкой показано устье боевой скважины

Рисунок 3. Расположение профилей ЗМПП и № пикетов на объекте МПЯВ «Кратон-3»

Измерения переходных характеристик выполнены электроразведочной станцией SGS-TEM [11], включающей следующие блоки: 1) бортовой модуль в составе компьютера класса Laptop и адаптер линии связи; 2) устройство синхронизации и измерения тока; 3) два телеметрических измерителя. Один измеритель использован для регистрации нестационарной ЭДС  $e(t)$  в приемной петле, второй – для измерения тока  $I$  в генераторной петле. Шаг дискретизации по времени был равен  $31 \text{ мкс}$ , что позволило регистрировать переходные характеристики с достаточной детальностью. Измерения на каждом пикете представляли собой осреднение временного ряда, включавшего  $50$  пар переходных характеристик от разнополярных импульсов. На каждом пикете производилась серия из не менее  $10$ -ти измерений. Таким образом, общее число накоплений на каждом пикете было не менее  $10^3$ , благодаря чему отношение сигнал/помеха удавалось повысить в  $30$  и более раз. Импульсы тока чередующейся полярности формировались с регулируемым периодом повторения в зависимости от длительности переходного

**ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЙОНА МИРНОГО  
ПОДЗЕМНОГО ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА «КРАТОН-3» (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)**

го процесса. Питание генератора тока осуществлялось от кислотных аккумуляторов напряжением 12 – 24 В. Ток в генераторной петле составлял 1.7 – 7.5 А. Благодаря отсутствию промышленных помех даже при таком умеренном токе в генераторной петле удалось выполнить измерения переходных процессов до времен порядка 100 – 150 мс, что обеспечило глубину исследований порядка 400 – 550 м. Начальное время регистрации  $t_{\min}$ , которое определяет минимальную глубину исследований, составляло в среднем 0.2 мс. Измерялась ЭДС в приемной петле, приведенная к току в генераторной, затем рассчитывалось кажущееся УЭС  $\rho_r$  (в Ом·м) по формуле [9]:

$$\rho_r(t) = \left[ \frac{I S_r S_u}{e(t) 20\pi\sqrt{\pi}} \right]^{2/3} \left( \frac{\mu_0}{t} \right)^{5/3}. \quad (4)$$

Здесь:  $t$  – время, с;  $S_r$  и  $S_u$  – площадь генераторной и измерительной петель ( $\text{м}^2$ ), соответственно;  $e(t)$  – ЭДС, индуцируемая в приемной петле, В;

$I$  – ток в генераторной петле, А;  $\mu_0=4\pi\cdot 10^{-7}$  Гн/м – магнитная проницаемость вакуума.

На предварительном, оценочном этапе интерпретации данных ЗМПП, использовался параметр эффективной глубины. Этот параметр, являющийся аналогом толщины скин-слоя в частотной области, рассчитывался по формуле [8]:

$$H_{\text{эф}} = k\sqrt{t\rho_r(t)} \quad (5)$$

Здесь:  $H_{\text{эф}}$  – эффективная глубина, м;  $k$  – постоянный коэффициент;  $t$  – время, с;  $\rho_r(t)$  – кажущееся удельное сопротивление, Ом·м. С учетом имеющегося опыта интерпретации данных ЗМПП при расчете  $H_{\text{эф}}$  было принято, что  $k = 500 - 800$  [8].

Количественная интерпретация, т.е. инверсия данных ЗМПП, выполнена в рамках горизонтально-слоистой модели с использованием программ <Unv\_QQ> и <Inv\_QQ>, разработанных соавтором Е. Ю. Антоновым. Результаты инверсии в рамках 5-ислойной модели с использованием этих программ приведены в нижеследующей таблице.

*Таблица. Мощность (м) и удельное электрическое сопротивление (Ом·м) слоев, выявленных методом переходных процессов в районе МПЯВ «Кратон-3»*

П	Н	В.Д.	С.Ш.	Л1 ( $\rho_1$ )	Л2 ( $\rho_2$ )	С1 ( $\rho_{3-1}$ )	Л3 ( $\rho_{3-2}$ )	С2 ( $\rho_4$ )
<b>Профиль I - Восточный</b>								
П1	376.2	112.3622	65.9307	199* (1100)**	123 (6.3)	8(0.8)	323 (4.7)	(1.2)
П2	370.1	112.3583	65.9275	182.6 (1120)	119 (6.4)	4.4 (0.7)	266 (3.6)	(0.6)
П3	354.6	112.3543	65.9243	176 (1200)	118 (5.6)	3(0.5)	261 (3.0)	(0.3)
П4	367.2	112.3504	65.9211	172.6 (1140)	124.5 (6.5)	3 (0.6)	340 (3.6)	(0.8)
П5	361.2	112.3464	65.9179	164 (1150)	121 (6.3)	2.4 (0.6)	294 (3.5)	(0.8)
П6	355.3	112.3425	65.9147	162 (1150)	131 (6.4)	2.3 (0.6)	332 (4.0)	(1.2)
<b>Профиль II - Центральный</b>								
П1	363.4	112.3273	65.9421	146.8 (510) 70.8 (400)	-----	2.3 (0.5)	28.6 (65.0)	(4.9)
П2	360.0	112.3234	65.9389	175 (810)	107.9 (8)	2.9 (0.7)	139.6 (4.7)	(7.5)
П3	355.7	112.3196	65.9357	158.1 (730)	105.2 (7.7)	2.2 (0.6)	120.7 (4.5)	(6.6)
П4	340.3	112.3157	65.9325	148.8 (680)	114.5 (7.3)	2.1 (0.6)	33.5 (3.8)	(6.1)
П5	318.5	112.3118	65.9293	125.1 (45.6) 24.1 (630)	-----	2.2 (1.1)	110.3 (5.0)	(4.1)
П10	317.8	112.3099	65.9276	39.3 (30.0) 98.7(35.5)	-----	2.2 (1.1)	69.1 (3.8)	278.6 (2.1)
П6	313.0	112.3080	65.9260	79.7 (780)	120.4 (10)	2.1 (0.4)	434.2 (4.6)	(1.5)
П7	315.6	112.3041	65.9228	5.2 (73.0) 100.4 (50.0)	-----	2.0 (1.6)	51.0 (19.8)	(4.4)
П8	322.6	112.3002	65.9196	25.6 (140) 144.7 (22.6)	-----	2.2 (0.9)	369.0 (4.0)	(3.1)
П9	323.0	112.2964	65.9164	75.1 (75.3) 100 (33.7)	143.6(33.7 ?)	2.0 (0.5)	(11.7)	
<b>Профиль III - Западный</b>								
П1	332.9	112.3273	65.9421	122.8 (88)	92.4 (9.7)	2.0 (0.5)	165.7 (4.9)	(8.7)
П2	321.5	112.3234	65.9389	97.5 (95)	96.2 (12.5)	2.0 (0.5)	184.2 (4.8)	(6.6)
П3	313.4	112.3157	65.9325	110.9 (53)	82.1 (8.3)	1.9 (0.4)	243.0 (4.7)	(20.4)
П4	336.3	112.3118	65.9293	41.4 (37.0) 105 (17.7)	64.0 (17.7)	3.9 (0.4)	302.0 (5.8)	(1960)
П5	351.2	112.3079	65.9260	60.8 (1410) 80 (17.4)	43.0 (17.4)	2.0 (0.6)	295.4 (4.6)	(16.0)
П6	358.9	112.3040	65.9228	81.9 (112) 58 (15.8)	53.9 (15.8)	1.3 (0.5)	267.6 (4.4)	(6.4)

*Примечание:* П – № пикета, Н – высота над уровнем моря, абс.м; географические координаты пикета: В.Д. - восточная долгота, градусы; С.Ш. – северная широта, градусы. Геологическая интерпретация выявленных геоэлектрических слоев: Л1 – многолетнемерзлые нижнеордовикские породы с тальми участками; Л2 – сухие подмерзлотные (морозные) нижнеордовикские породы; С1 – верхнекембрийский водоносный горизонт с рассолами; Л3 – верхнекембрийские влажные (охлажденные) породы; С2 – I среднекембрийский водоносный горизонт с рассолами. \* - мощность геоэлектрического слоя, м; \*\* – удельное геоэлектрическое сопротивление пород этого слоя, Ом·м (в скобках).

На рисунке 4 показаны типичные измеренные полевые и модельные кривые зависимости кажущегося УЭС от времени по одному из пикетов на каждом из двух профилей (рисунок 3): I – Восточном (в 1 км к востоку от эпицентра МПЯВ «Кратон-3»), пикет № 3; II – Центральном (через эпицентр МПЯВ «Кратон-3»), пикет № 10.

На рисунках 4-1а, 4-1а показаны типичные измеренные полевые и модельные зависимости кажущегося УЭС от времени. На рисунках 4-1б,в и 4-1б,в приведены 2 варианта геоэлектрических моделей - распределение УЭС по глубине. Относительное среднеквадратичное расхождение между измерен-

ными и модельными данными для 1-го варианта составило 4%, для второго - 5 %.

На основании представления о геологическом строении района [4, 14] в кровле высокопроводящего слоя Л2 большой мощности, соответствующего по положению в разрезе известнякам и доломитам маркокинской и мархинской свит верхнего кембрия, выделен маломощный горизонт С1 с очень низкими УЭС. Благодаря введению слоя С1 среднеквадратичное расхождение между измеренными и модельными данными уменьшилось в 1.5 раза. Этот тонкий слой авторы соотнесли с верхнекембрийским маловодным водоносным горизонтом, содержащим рассолы.

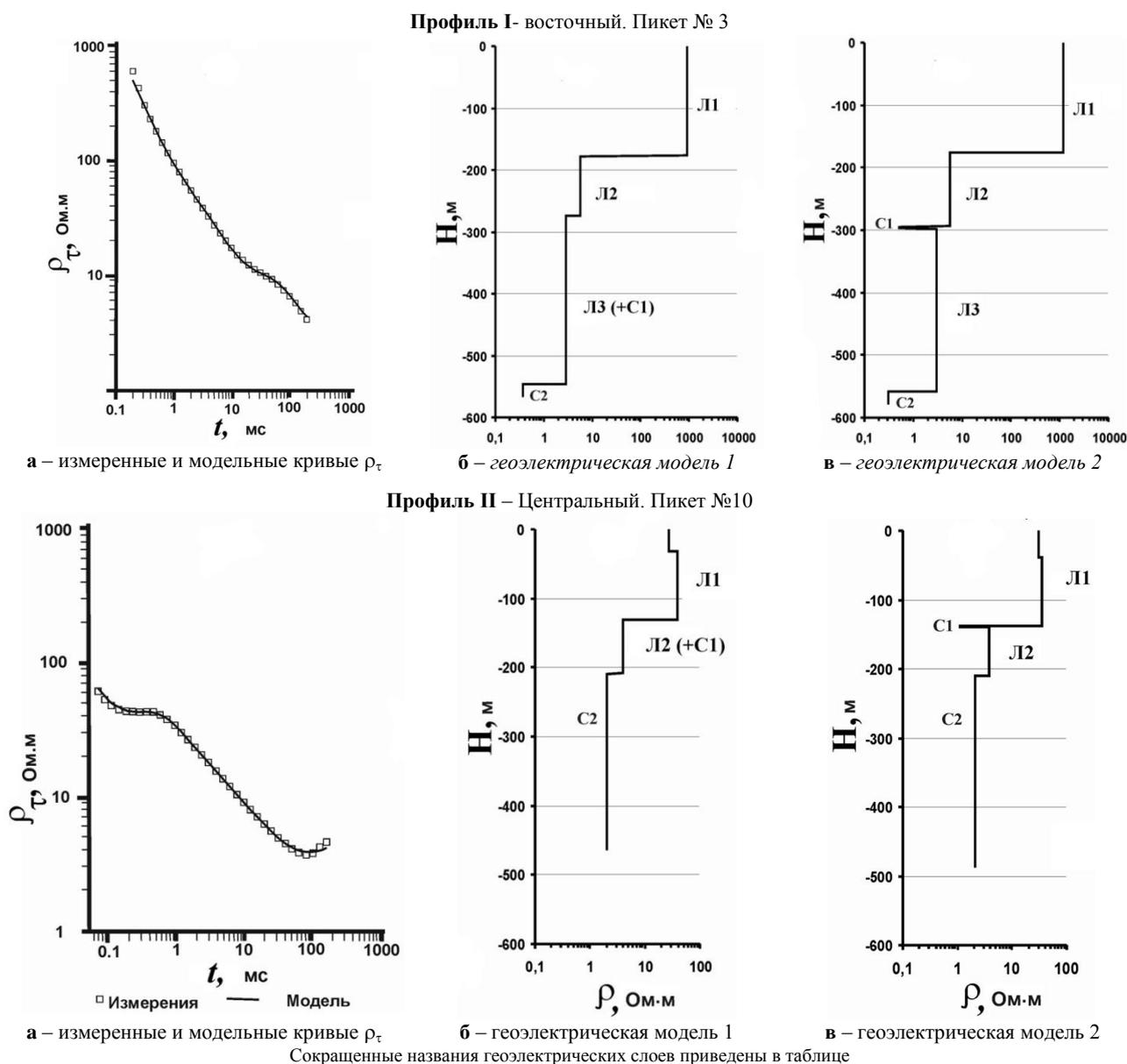


Рисунок 4. Измеренные и модельные кривые кажущегося удельного сопротивления ( $\rho_T$ ) и геоэлектрические модели

### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Кривые кажущегося удельного электрического сопротивления  $\rho_t$ , измеренные на 22-х пикетах трех профилей (рисунок 5), характеризуются как общими чертами, так и отличиями.

#### Восточный профиль

Обращает на себя внимание тот факт, что кривые  $\rho_t$  восточного профиля, расположенного на водоразделе по правому борту р. Марха (рисунок 3), отличаются наибольшим однообразием (рисунок 5а). Здесь кривые  $\rho_t$  на ранних временах расходятся незначительно, а на поздних временах идентичны друг другу. На самых ранних временах ( $t < 0.2 - 0.3$  мс) кривые  $\rho_t$  указывают на очень высокие значения УЭС. Кривые  $\rho_t$  на временах около 10 мс практически сливаются. Здесь на отрезке времен 10 - 30 мс выделен переходный второй слой с низкими значениями УЭС. На временах  $t \sim 30 - 100$  мс выделен третий слой с еще более низким удельным электрическим сопротивлением. На самых поздних временах ( $t > 100$  мс) кривые  $\rho_t$  становятся еще более крутыми, что свидетельствует о том, что в основании разреза залегают породы с очень низкими значениями УЭС. В данном случае применимо слово «угадывается», поскольку низкие уровни сигналов на поздних временах допускают большие погрешности.

На рисунке 6 результаты ЗМПП представлены в виде графиков профилирования  $\rho_t$ . На временах около 10 мс графики  $\rho_t$  сближаются (рисунок 6а), что указывает на присутствие в разрезе горизонтальной границы, разделяющей вышележащие высокоомные и подстилающие их низкоомные породы. В целом графики  $\rho_t$  на всем протяжении восточного профиля ровные, что свидетельствует о латерально-однородном геоэлектрическом строении геологической среды этого участка. В целом, геоэлектрический разрез восточного профиля соответствует мо-

дели  $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$ , где  $\rho_1, \rho_2, \rho_3$  – УЭС выделенных слоев с нумерацией сверху,  $\rho_4$  – УЭС основания.

#### Центральный профиль

Кривые  $\rho_t$  центрального профиля образуют две группы (рисунок 5б). Кривые четырех пикетов №№ 1 - 4 северного фланга, расположенных на водоразделе, подобны кривым  $\rho_t$  восточного профиля и похожи между собой, но отличаются от остальных кривых данного профиля. На ранних временах ( $t < 0.2 - 0.3$  мс) породам присущи высокие УЭС в отличие от других кривых профиля, но по сравнению с УЭС восточного профиля – заметно более низкие. От пикета № 1 к пикету № 4 уровни кривых  $\rho_t$  на ранних временах ( $t \leq 10$  мс) последовательно снижаются, то есть на этом отрезке профиля от водораздела по направлению к долине реки наблюдается тренд снижения значений  $\rho_t$ . На временах около 10 мс, что соответствует эффективным глубинам порядка 200 м, кривые  $\rho_t$  сгущаются, что указывает на присутствие здесь горизонтальной границы, разделяющей вышележащие высокоомные породы от нижележащих низкоомных пород. На поздних временах ( $t > 100$  мс) хвостовая часть кривых  $\rho_t$  продолжает выполаживаться, что указывает на то, что УЭС основания здесь несколько выше, чем на восточном профиле.

Кривые  $\rho_t$  на остальных пикетах (№№ 5 - 10) центрального профиля весьма разнообразны, но в целом, характеризуются существенно более низкими значениями УЭС. На самых ранних временах ( $t \leq 0.25$  мс) на двух соседних пикетах (№ 5 и № 10) отмечается аномальное понижение кажущегося сопротивления. В целом, за исключением аномальных кривых  $\rho_t$  пикетов №№ 5, 10, по направлению с севера на юг на ранних временах наблюдается тренд снижения УЭС, что хорошо видно на графиках профилирования  $\rho_t$  (рисунок 6б).

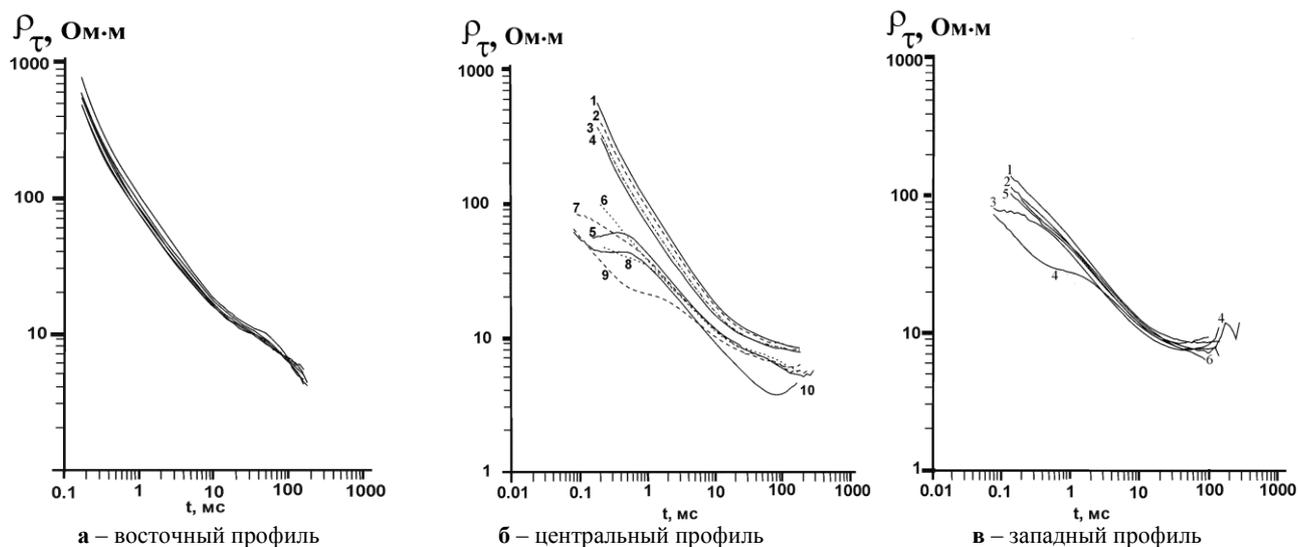


Рисунок 5. Кривые кажущегося удельного сопротивления  $\rho_t$ , измеренные на трех профилях

**ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЙОНА МИРНОГО  
ПОДЗЕМНОГО ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА «КРАТОН-3» (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)**

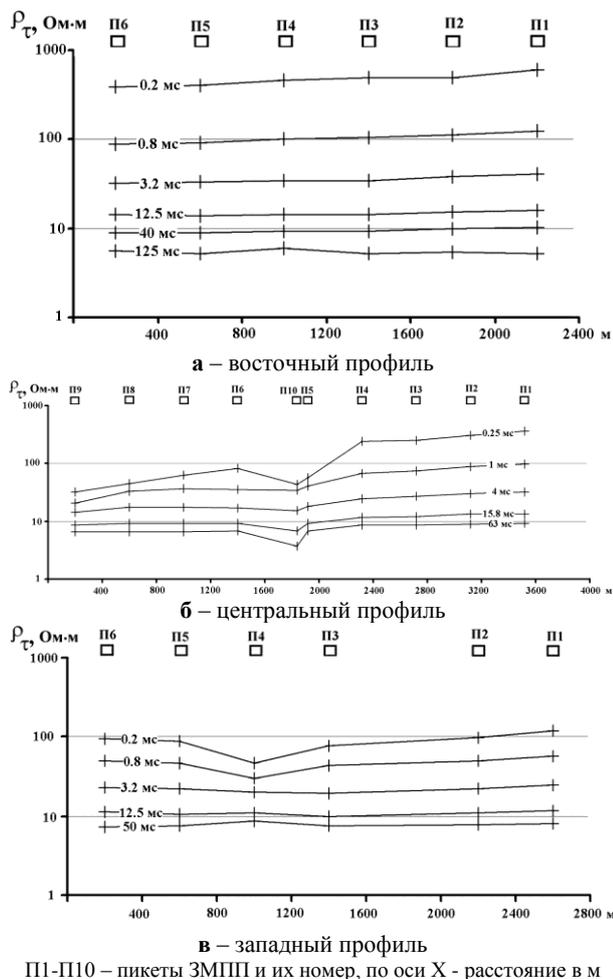


Рисунок 6. Графики  $\rho_{\tau}$  (на разных временах) вдоль трех изученных профилей

На пикете № 9 на временах с 0.15 до 0.6 мс кривая  $\rho_{\tau}$  резко снижается (рисунок 5б). На более поздних временах ( $t \geq 4$  мс) кривые  $\rho_{\tau}$  сближаются, т.е. ширина аномалии  $\rho_{\tau}$  уменьшается с глубиной, за исключением пикета № 10. Здесь продолжается аномальное понижение кажущегося сопротивления, однако в хвостовой части кривая  $\rho_{\tau}$  отклоняется вверх и приближается к другим кривым  $\rho_{\tau}$ . В целом, центральная часть профиля (у эпицентра МПЯВ) характеризуется очень низкими  $\rho_{\tau}$ . Значительная изменчивость кривых  $\rho_{\tau}$  для *центрального профиля* указывает на сложное неоднородное латеральное строение геологической среды на этом участке.

*Западный профиль*

Кривые  $\rho_{\tau}$  *западного профиля* похожи друг на друга (рисунок 5-в), за исключением кривых  $\rho_{\tau}$ , измеренных на пикетах № 3 и № 4. Эти пикеты расположены на левом берегу р. Марха. Уровни кривых  $\rho_{\tau}$  на пикетах № 3 и № 4 на ранних временах заметно ниже остальных, что указывает на более низкие значения УЭС в верхней части разреза этого участка. В целом, на ранних временах ( $t < 0.2-0.3$  мс)

уровни кривых  $\rho_{\tau}$  *западного профиля* низкие и кажущиеся УЭС в  $\sim 10$  раз меньше по сравнению с *восточным профилем*. Кроме того, на поздних временах ( $t > 100$  мс) характерны восходящие правые ветви кривых  $\rho_{\tau}$ , что указывает, наоборот, на более высокие значения УЭС в основании разреза по сравнению с *восточным профилем*. Полученное на поздних временах необычно высокое сопротивление  $\rho_{\tau}$ , равное 1960 Ом·м, на пикете № 4, скорее всего, вызвано влиянием локальной двух- или трехмерной неоднородности. Графики профилирования  $\rho_{\tau}$  снижаются и сближаются на пикете № 4 (рисунок 6в), что указывает на аномальное строение геологической среды в районе этого пикета.

В целом геоэлектрическое строение геологической среды района МПЯВ «Кратон-3» на всех участках до глубин, изученных с использованием ЗМПП ( $\sim 500$  м или до  $-200$  м. абс., на отдельных пикетах до глубины  $\sim 640$  м глубины или до  $\sim -300$  абс. м.) может быть описано четырехслойной моделью типа QQ с высокопроводящим основанием:  $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$  ( $\rho_4$  – основание) - рисунок 4б. От ранних времен к поздним (или с возрастанием глубины) в геологическом разрезе наблюдается уменьшение УЭС слоев (или увеличивается их электропроводность), хотя сами значения УЭС слоев и диапазон их изменения – разные.

Для каждой кривой  $\rho_{\tau}$  путем решения обратной задачи была подобрана оптимальная горизонтально-слоистая модель, состоящая из 4-х слоев и определены значения УЭС и мощность. Наиболее ярко четырехслойное строение геологической среды проявилось на восточном профиле, где в верхнем слое самые максимальные УЭС – 1100 - 1200 Ом·м, а с глубиной наблюдается скачкообразный рост электропроводности слоев. Здесь при переходе от первого слоя  $\rho_1$  ко второму  $\rho_2$  сопротивление падает в среднем на два порядка: с  $\sim 1000$  до 5.6 - 6.9 Ом·м. Таким образом, контраст по удельному электрическому сопротивлению очень большой. УЭС высокопроводящего третьего слоя  $\rho_3$  оценивается примерно как 2.4 - 4.1 Ом·м, а УЭС основания  $\rho_4$  изменяется от 0.3 до 0.7 Ом·м. Поэтому приведенную выше характеристику следует откорректировать:  $\rho_1 \gg \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$ ; в такой виде она подходит для всех трех профилей.

*Геологическое истолкование геоэлектрических моделей*

Первый слой с высоким геоэлектрическим сопротивлением  $\rho_1$ , проявленный на всех пикетах, проинтерпретирован как слой многолетнемерзлых пород и назван Л1. Следует отметить, что с учетом изменения абсолютных высот по профилю и с учетом массивов талых пород, подошва слоя Л1 залегает практически горизонтально, то есть слой Л1 характеризуется выдержанностью (рисунок 7).



также на высоких склонах левого борта р. Марха – на южном фланге *западного профиля*.

Таким образом, на водоразделе правого борта установлена хорошая сохранность многолетнемерзлых пород, которым присущи высокие мощности и очень высокое электрическое сопротивление. На водоразделе по правому борту и с большой натяжкой – по левому борту р. Марха оконтурены поля распространения многолетнемерзлых пород с высокими УЭС на основе экстраполяции данных ЗМПП (рисунок 3). На низких склонах долины р. Марха мощность Л1 снижается до ~ 80 - 110 м и УЭС пород слоя изменяются не только по латерали, но и по вертикали в диапазоне от 30 до 100 Ом·м (рисунок 7, таблица). Для нижних подгоризонтов Л1 характерны, как правило, более низкие УЭС – от 20 до 50 Ом·м. Эти участки проинтерпретированы как отепленные, по-видимому, находящиеся в талом состоянии, и в разной степени увлажненные породы слоя Л1. Возможно, они являются следствием однонаправленного воздействия природных и техногенных факторов, способствующих развитию таликов, к которым относятся:

1. естественное отепляющее действие воды – водотоков и водоемов. Известно, что реки способствуют развитию подрусловых таликов, под крупными реками мерзлота отсутствует [10];
2. тектонический разлом, выходящий на дневную поверхность примерно по руслу реки [14], который является проводником внутреннего естественного тепла земли;
3. техногенные факторы – механическое и термическое воздействие ядерного взрыва. Ударные волны при взрыве могли раскрыть тектонический разлом, увеличив трещиноватость разломной зоны, по которому вероятен постоянный массоперенос и энергоперенос из зоны взрыва на дневную поверхность.

В пределах распространения «отепленных» пород слоя Л1 переход к подстилающему проводящему слою с УЭС  $\rho_2$  не такой резкий, как в пределах водораздельных полей сохранной многолетней мерзлоты.

Второй выделенный слой Л2 - «переходный» (рисунок 7). По сравнению с верхним слоем Л1 он обладает меньшим электрическим сопротивлением, что, по-видимому, обусловлено более высокой температурой и увлажненностью пород. Другая причина низкого удельного электросопротивления может заключаться в том, что породы, образующие второй слой, находятся при более высоких давлениях и поэтому имеют меньшую пористость, что способствует более высокой электропроводности сухих пород. Удельное электрическое сопротивление слоя Л2 ( $\rho_2$ ) характеризуется меньшим разбросом. На *восточном профиле* УЭС слоя Л2, как уже указывалось выше, составляет всего 5.6 - 6.4 Ом·м, на *центральной*

*профиле* – 7 - 10 Ом·м, на *западном профиле*, в основном, от 8 до 18 Ом·м. На фоне низких значений УЭС слоя Л2 наблюдается тренд второго порядка: слабый рост УЭС слоя Л2 по направлению от водораздела правого борта р. Марха к долине и к более пологому левому борту реки. Возможно, это обусловлено увеличением пористости пород слоя в ослабленной зоне тектонического разлома, проходящей по руслу реки. В подтверждение этого предположения следует отметить, что данный тренд роста УЭС слоя Л2 обратно коррелирует с трендом снижения УЭС слоя Л1. Как следует из рисунка 7 и таблицы на *восточном профиле* мощность слоя Л2 выдержанна – 118 - 130 м, подошва располагается на уровнях + 30 - +60 абс. м. На *центральной профиле* слой Л2 не выдержан, его мощности и положение подошвы сильно варьируют. Здесь местами Л2 не устанавливается из-за поднятия высокопроводящих рассолов подстилающего водоносного горизонта. На *западном профиле* по направлению от северного фланга к южному мощность слоя Л2 уменьшается от ~ 100 м до 50 м из-за приподнимания его подошвы, которая в целом находится на более высоких уровнях по сравнению с *восточным профилем* + 80 - +140 абс. м. Кровля слоя Л2 на двух профилях, за исключением *центрального профиля*, выдержанна, и находится на уровне ~ + 200 абс. м. Вариации мощности слоя Л2 в основном контролируются изменением (поднятием) уровней подземных рассолов, приуроченных к подстилающему третьему слою Л3 с весьма низкими УЭС  $\rho_3$ . Слой Л2 авторы связывают с «сухими» нижнеордовикскими и верхнекембрийскими известняками и доломитами.

Ниже Л2 залегает третий слой Л3 мощностью ~ 200- 350 м с УЭС  $\rho_3$  от 2.4 до 4.9 Ом·м. Он отождествлен с верхнекембрийскими отложениями маркокинской и мархинской свит. Низкое электросопротивление слоя указывает на его насыщение минерализованными рассолами. В этом же интервале, ближе к кровле слоя, расположен маломощный маловодный верхнекембрийский подмерзлотный водоносный горизонт соленых вод и слабых растворов с минерализацией от 30 до 250 г/дм<sup>3</sup> (при среднем значении 90 г/дм<sup>3</sup>). Удельное сопротивление хлоридных растворов с такой минерализацией по порядку величины составляет примерно 0.1 – 0.5 Ом·м. На основании этой дополнительной гидрогеологической информации о строении района [4, 10, 14] путем подбора проведено выделение из слоя Л3 с УЭС  $\rho_3$  тонкого (мощностью всего 2 - 3 м) высокопроводящего горизонта  $\rho_{3.1}$  в кровельной части слоя. Его УЭС составляет 0.4 - 1.6 Ом·м. Введение слоя  $\rho_{3.1}$ , названного С1, улучшило качество подбора модели: сходимость измеренных данных с расчетными улучшилась - относительное среднеквадратичное расхождение между измеренными и модельными данными снизилось в ~1.5 раза: с 4 - 5% до 3 -

2.5%, хотя вклад этого проводящего слоя С1 в суммарную проводимость невелик – всего 5 - 7%. Именно результаты инверсии в рамках 5-ислойной модели с использованием программ <Inv\_QQ> и <Inv\_QQ>, приведены в таблице.

Кровля С1 расположена на уровнях от +20 до +80 абс. м, оптимальная средняя мощность, допускаемая проведенными модельными построениями, всего несколько м, что близко к реальным измеренным мощностям верхнекембрийского водоносного горизонта на восточной оконечности Тунгусской синеклизы [4]. Выделенный водоносный горизонт С1, вероятнее всего, не выдержан по простиранию, имеет прерывистое распространение (на рисунке 7 он выделен штриховкой) и приурочен к трещиноватым и пористо-кавернозным доломитам и известнякам маркокинской свиты верхнего кембрия. Ниже лежащая основная часть слоя  $\rho_{3,2}$ , для которой оставлено название Л3, практически сохранила исходные УЭС первичного слоя  $\rho_3$  – они изменяются в диапазоне от 3.8 до 5.8 Ом·м (рисунок 4б, в, таблица). УЭС слоя Л3, равное 11.7 Ом·м на пикете № 9 и 65.0 Ом·м на пикете № 1 *центрального профиля*, нуждаются в перепроверке.

Слой Л3 со средней мощностью 200 - 250 м, скорее всего, образован увлажненными плотными верхнекембрийскими карбонатами мархинской свиты. На *восточном профиле* под слоем Л3 просматривается еще более высокопроводящее основание с УЭС 0.3 - 0.8, которое проинтерпретировано как I среднекембрийский подземный водоносный горизонт, названный С2. Слово «просматривается» использовано здесь не случайно, поскольку глубокозалегающее основание проявляется на кривых  $\rho_t$  на поздних временах, где ЭДС переходного процесса сравнима с уровнем шумов, что отрицательно сказывается на достоверности интерпретации. На *восточном профиле* глубина до кровли проводящего основания С2 оценивается в 550 - 640 м, что находится на уровне -200 - -300 абс.м., удельное электрическое сопротивление  $\rho_d$  0.2 – 1.9 Ом·м, а на *западном профиле* кровля С2 поднимается до уровня (-150) – (-50) абс. м. Следует отметить, что подобное высокопроводящее основание было выделено также в районе объекта «Кристалл»: те же глубины, те же очень низкие значения УЭС [5, 6]. Наиболее вероятная причина, объясняющая, низкое удельное сопротивление карбонатных пород на глубинах около 500 м (~одного Ом·м) – их насыщенность высокоминерализованными рассолами. Известно, что минерализация этих крепких и очень крепких рассолов составляет в среднем 300 г/дм<sup>3</sup>.

На *центрально* и *западном профиле*х УЭС просматриваемого основания С2 несколько выше: хвостовые части кривых  $\rho_t$  не уходят круто вниз, а часто образуют восходящую ветвь. В основании разреза на пикете № 4 *западного профиля* измерено необычно

высокое сопротивление:  $\rho_t=1900$  Ом·м, что, скорее всего, вызвано, как уже отмечалось, влиянием локальной двух- или трехмерной неоднородности.

Над очагом взрыва на *центральной профиле* наблюдается более сложная картина строения геологической среды: здесь в эпицентре МПЯВ на пикетах № 5, 10 и, соответственно, во всем интервале глубин наблюдается аномалия в виде «сквозной» зоны пониженных сопротивлений. Глубина исследований ЗМПП меньше глубины расположения центра взрыва. Поэтому предположено, что аномалия пониженных значений электрического сопротивления связана с образованием выше по разрезу вертикальной зоны повышенной трещиноватости (проницаемости) и насыщением ее минерализованными водами слоя С2. По ЗМПП выявляется локальная гидрогеологическая аномалия: произошло резкое поднятие уровней подземных соленых вод ~ 300 м по вертикали над очагом взрыва МПЯВ «Кратон-3» при размерах аномалии по латерали ~ 400 м. Вероятно, напорные рассолы I среднекембрийского водоносного горизонта поднялись под пластовым давлением по трещиноватой зоне столба обрушения, образованного в результате взрыва. Расчетная высота столба обрушения над полостью взрыва оценена в 186 - 249 м, что примерно одного порядка с вертикальным размером выявленной гидрогеологической аномалии. Возможно, наличие тектонического разлома на расстоянии в 391 - 412 м выше центра взрыва, аварийная разгерметизация ствола скважины, придавшая значимость газовой динамической составляющей взрыва, сыграли определяющую роль в появлении более высокого столба обрушения по сравнению с расчетным. А сам взрыв, по-видимому, раскрыл данный тектонический разлом. Данное предположение подтверждают результаты радиоэкогеохимического исследования поверхностных вод, загрязненных техногенными радионуклидами, просачивающимися из зоны взрыва на дневную поверхность [5, 6]. Проведение ретроспективного тематического 3D-моделирования взрыва и постановка ЗМПП по более густой сети позволят получить более точные данные по строению геологической среды в районе объекта «Кратон-3».

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Благодаря проведению ЗМПП впервые изучены и обсуждены геоэлектрические особенности недр в ближайшей окрестности объекта МПЯВ «Кратон-3» до глубины ~ 500 м или до -200 м.абс., а на отдельных пикетах - до глубины ~ 640 м или до ~ -300 абс.м. С учетом регионального и местного литологического и мерзлотно-гидрогеологического строения геологической среды проведена интерпретация полученных геоэлектрических моделей.

Установлено, что ненарушенная геологическая среда района МПЯВ «Кратон-3» имеет горизонтально-слоистое строение. Верхний выдержанный по мощности слой (150 - 200 м) представлен многолет-

немерзлыми породами. На водоразделах и высоких склонах распространены многолетнемерзлые породы с очень высокими значениями УЭС до 1200 Ом·м. Около зоны тектонического разлома, проходящей вдоль русла местной реки Марха, как и в эпицентре МПЯВ «Кратон-3» наблюдается деградация многолетнемерзлых пород, что проявляется понижением УЭС пород до 30 -1 00 Ом·м, местами до 20 Ом·м и их вертикальной и латеральной неоднородным распределением по слою. Возможно, развитие таликов имеет преимущественно естественное происхождение в силу отепляющего влияния русла реки и диффундирования глубинного тепла земли по трещиноватой зоне тектонического разлома. Не исключено, что механическое и термическое воздействие взрыва стало дополнительным и решающим фактором для начала развития процессов деградации мерзлоты по зоне тектонического разлома. Предполагается, что механическое воздействие взрыва могло усилить раскрытие трещиноватой зоны тектонического разлома, которая стала подводящим каналом не только для тепло-, но и для массопереноса радиоактивности к поверхности земли.

Выявленные слои с весьма низкими значениями УЭС 0.4 – 1.1 Ом·м совпадают с уровнями распространения подземных водоносных горизонтов в геологическом разрезе. Удалось выделить верхнекем-

брийский и I среднекембрийский водоносные горизонты, насыщенные рассолами.

Выявлена локальная гидрогеологическая аномалия: резкий подъем уровня рассолов I среднекембрийского водоносного горизонта, вероятнее всего, по столбу обрушения, сформированному над полостью взрыва ~ на 300 м по вертикали при латеральных размерах гидрогеологической аномалии в ~ 400 м. Предполагается соединение в пространстве столба обрушения с зоной тектонического разлома и наличие пути массопереноса радионуклидов из зоны взрыва по системе «полость взрыва «Кратон-3» – столб обрушения – обновленная трещиноватая зона тектонического разлома – дневная поверхность». Данное предположение подкрепляется зафиксированными высокими концентрациями техногенных радионуклидов при отсутствии эффекта разбавления в бочажинах, ручейках, втекающих в р. Марха и в самой речной воде на удалении до 3 км от эпицентра взрыва [5, 6].

*Работа выполнена в рамках Республиканской целевой программы «Охрана окружающей среды Республики Саха (Якутия) на 2007-2011 годы» (госзаказ №43(76-08)) при поддержке отдела радиационной безопасности Министерства охраны природы Республики Саха (Якутия).*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Адушкин, В. В. Изменение свойств горных пород и массивов при подземных ядерных взрывах / В. В. Адушкин, А. А. Спивак // Физика горения и взрыва, 2004. – т. 40, №6 – С. 15 - 24.
2. Адушкин, В. В. Подземные взрывы / В. В. Адушкин, А. А. Спивак // М.: Наука, 2007. – 579 с.
3. Андрюшин, И. А. Ядерные испытания СССР / И. А. Андрюшин [и др.] // Саров, 2000. – т.4. – с.
4. Алексеев, С. В. Криогидрогеологические системы Якутской алмазодобывающей провинции / С. В. Алексеев // Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. – 319 с.
5. Артамонова, С. Ю. Радиоэкологическая обстановка в районе проведения мирного подземного ядерного взрыва «Кратон-3» в 1978 г. (Северо-Западная Якутия) / С. Ю. Артамонова // Химия в интересах устойчивого развития. - 2012. – Т. 20. – С.143-155.
6. Артамонова, С. Ю. Геоэкологическая модель района мирного подземного ядерного взрыва «Кристалл» (Якутия) / С. Ю. Артамонова [и др.] // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. - 2012. – №2. – С. 143 - 158.
7. Ванчугов, В. А. Методика и результаты применения импульсной индуктивной электроразведки при изучении геотектонического строения Накынского кимберлитового поля (Западная Якутия) / В. А. Ванчугов, Н. О. Кожевников / Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. Сб. научн. трудов // Иркутск: ИрГТУ, 1998. – Вып. 22. – С. 164 – 176.
8. Вахромеев, Г. С. Методика нестационарных электромагнитных зондирований в рудной электроразведке / Г. С. Вахромеев, Н. О. Кожевников // Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1988. – 224 с.
9. Кауфман, А. А. Теоретические основы метода зондирований становлением поля в ближней зоне / А. А. Кауфман, Г. М. Морозова // Новосибирск: Наука, 1970. – 122 с.
10. Климовский, И. В. Криолитозона Якутской алмазодобывающей провинции / И. В. Климовский, С. П. Готовцев // Новосибирск: ВО Наука, 1994. – 168с.
11. Кожевников, Н. О. Оценка возможностей метода переходных процессов при изучении верхней части геологического разреза / Н. О. Кожевников, А. Е. Плотноков // Геофизика. 2004. – № 6. – С. 33 – 38.
12. Кожевников, Н. О. Геоэлектрический разрез в районе подземного ядерного взрыва «Кристалл» (Западная Якутия) по данным метода переходных процессов / Н. О. Кожевников [и др.] // Геология и геофизика. -2012. – С. 185 -193.
13. Механический эффект подземного взрыва / под редакцией М. А.Садовского. М., 1971.
14. Микуленко, К. И. Геолого-географические условия проведения и последствия подземных ядерных взрывов на территории Республика Саха (Якутия) / К. И. Микуленко, А. И. Чомчоев, С. П. Готовцев // Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2006. – 196 с.
15. Руденко, В. В. Учебно-исследовательский программный комплекс MASTER по физике сплошных сред / В. В. Руденко, М. В. Шабуров, Е.В. Чехунов / Труды Региональной конференции по научному программному обеспечению. 2-3 февраля 2006 г. // Санкт-Петербург. Изд. Политехнического университета – С. 121 - 124.

**«КРАТОН-3» АТТЫ БЕЙБІТ ЖЕРАСТЫ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСЫ  
АУДАНЫНЫҢ (СІБІР ПЛАТФОРМАСЫ) ГЕОЭКОЛОГИЯЛЫҚ МОДЕЛІ**

<sup>1)</sup>Артамонова С.Ю., <sup>2)</sup>Кожевников Н.О., <sup>2)</sup>Антонов Е.Ю., <sup>3)</sup>Ушницкий В.Е.

<sup>1)</sup>*РФА СБ В.С. Соболев атындағы Геология және минералогия институты, Новосибирск, Ресей*

<sup>2)</sup>*РФА СБ А.А. Трофимук атындағы Мұнайгаз геологиясы мен геофизикасы институты, Новосибирск, Ресей*

<sup>3)</sup>*Саха Республикасының (Якутия) табиғат қорғау министрлігі Якутск, Ресей*

«Кратон-3» атты бейбіт жерасты ядролық жарылысы (терендігі 577 м.) жүргізілген ауданында ауыспалы процесстер әдісімен зондтау (24.08.1978 г) нәтижелері келтіріледі, бұл техногенді бұзылған геологиялық ортаның моделін жасауына мүмкіншілік берген. Жерасты қысымды тұздықтар қатысуымен жарылыс зонасынан «жарылыс қуысы – құлау бағанасы – тектониклық жарылымның жарықшақтық зонасы – жер беті» жүйесі бойы масса- және энергия тасымал жолы бар болуы болжамда.

**GEOECOLOGICAL MODEL OF CRATON-3 PEACEFUL  
UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSION AREA (SIBERIAN PLATE)**

<sup>1)</sup> S.Yu. Artamonova, <sup>2)</sup> N.O. Kojevnikov, <sup>2)</sup> E.Yu. Antonov, <sup>3)</sup> V.E. Ushnitskiy

<sup>1)</sup>*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

<sup>2)</sup>*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia*

<sup>3)</sup>*Ministry of Nature Protection of Republic Sakha (Yakutia), Yakutsk, Russia*

The report describes results of transient electromagnetic sounding of area where “Craton-3” peaceful underground nuclear occurred on the 24<sup>th</sup> of August, 1978 at a depth of 577 m what allowed to develop a model of technogenically disturbed geology of this area. According to the results the way of mass- and energy migration was supposed as existing from the zone of explosion through a route system: «a cavity of explosion – a column rockfall – fractured zone of tectonic fault – ground surface» assisted by the pressure of underground brines.

УДК 504.55.064:621.039.9

## TECHNOGENIC RADIONUCLIDES OF PEACEFUL UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSION KRATON-3 AREA

S.Yu. Artamonova

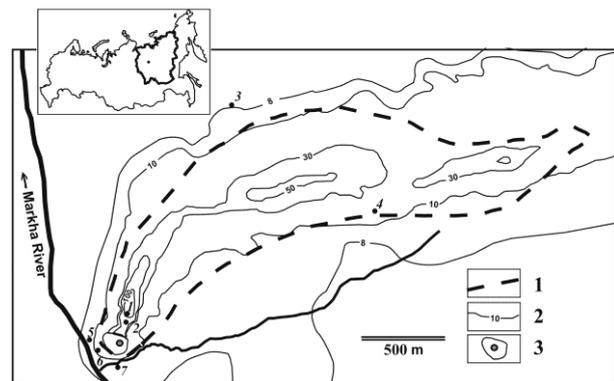
*Sobolev Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

New data on tritium content in surface, ground and underground waters in region of "Kraton-3" accidental emergency peaceful underground nuclear explosion (28/08/1978) are presented in the paper. For the first time the problem concerning bare radioactivity source and technogenic radionuclides release from the explosion cavity to the surface were observed instead of earlier conducted researches oriented on surface radioactive contamination studying of the taiga landscape.

### INTRODUCTION

During the years 1965-1988, 104 peaceful underground nuclear explosions (PUNE) were made at the territory of the former USSR (without taking into account experiments on special grounds). Among these 104 explosions, 72 were made for economic and industrial purposes, 32 were used as the sources of mechanical waves for seismic sounding of the earth. Due to the accidental emission of the activity on the surface, 4 explosions were considered as accidental emergency.

The accidental Kraton-3 PUNE with the power output equivalent to 22 kt of TNT was made on the 24<sup>th</sup> of August 1978 at the right bank of the Markha river at a distance of 38 km to the east from Aikhmal village (Western Yakutia, Russia) at a depth of 577 m for the purpose of seismic sounding of the earth. Breakdown in the technology of packing the borehole caused the emission of about 2 % of the total activity, which destroyed the forest land near the hole. In 1981, the employees of the closed enterprise (now VNIPiPT State Corporation "Rosatom") were allowed to return to the object where a trench about 4000 m<sup>3</sup> in volume was constructed with the help of explosions at a distance of 10-15 m to the west from the borehole; it extends along the river by about 50 m, its width is about 20 m and depth about 4 m. Contaminated drilling equipment, machinery and the upper layer of soil from the working ground were buried in the trench. Since then till 1990es, the secret object Kraton-3 remained closed, without observation by the related state organizations. In 1984, Yakut geologists carrying out the aerial gamma-ray mapping found a region in the taiga with radio-caesium contamination of unknown origin, but this fact was suppressed [15]. The first official information about the object was received by the Government of the Yakut Autonomous Republic in 1990 [1] as a consequence of the political rearrangement and political energization of the Yakut community, the bright representatives of which are Burtsev I. S., Arkhipov N. D. et al. Since [5], radioecological investigations started at the Kraton-3 PUNE site [6, 12]. In addition, practical works were carried out: in 2006, a mound was made of the alluvium of the local brook; the mound stands above the mouth of the hole and the burial site; its thickness is about 1.5 m, and its area is 0.731 ha (Figure 1).



1 – the boundary of the dead forest according to the results of deciphering the space view of Landcat; 2 – isolines of the EDR of gamma radiation,  $\mu\text{R/h}$  (according to [16]); 3 – the mouth of the borehole at the mound. Points 1–7 – sampling sites (Table 1). In the upper part: the scheme illustrating the position of Kraton-3 PUNE site at the territory of Russia

*Figure 1. A sketch map of the radioactive trace at the Kraton-3 PUNE site*

Evaluation of radioactive contamination of the region of Kraton-3 PUNE started from radiometric measurements, investigation of the activity of  $^{137}\text{Cs}$  first of all due to more available and rapid methods of its analysis [16]. Then the studies of the distribution of  $^{90}\text{Sr}$ ,  $^{60}\text{Co}$ ,  $^{241}\text{Am}$  and the isotopes of Pu started [7, 10, 11, 19, 20]. Meanwhile, the residual radionuclide of the thermonuclear component of explosion, tritium, remained without proper attention; only sole measurements of its activity are known [8, 20]. A year later, according to calculations performed by Dubinin V. P. (ITMF VNIIEF RFYaTs) total activity in the explosion cavity was 240 thousand Cu, and thirty years later in decreased by a factor of  $\sim 16$  due to the natural decay down to 14.7 thousand Cu (on 02.10.2009) [2]. During these years, the activity of tritium decreased in comparison with the initial value by a factor of  $\sim 5$ , while the fission-fragment activity decreased by several orders of magnitude (*ibid*). So, during the first year, the major part of short-lived isotopes of induced and fission-fragment activity decay. After that, for a long period after the explosion – up to 100 years – one of the major contributions into the total activity is made by tritium; only then comes the fission-fragment radioactivity of  $^{90}\text{Sr}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ .

During the 100-year period under consideration, the activity of long-lived isotopes of Pu does not decrease and remains almost at the same level. The forms of tritium occurrence in the explosion cavity have not been described in literature; tritium is present on the surface mainly in the form of water molecule  $^1\text{H}^3\text{HO}$  [21]. So, tritium possesses high mobility and may serve as an indicator of the sources and dominant directions of the water mass transfer in PUNE regions.

The goal of the present work is establishment of the interconnection between the present activity of tritium in the natural water of the Kraton-3 PUNE region and the general radioecological situation at the object.

#### EXPERIMENTAL

We carried out mass sampling of natural water in the region of Kraton-3 PUNE for the first time: 6 samples in 2008, 59 samples in 2009. Water samples 1 l in volume were preliminarily filtered through the Blue Ribbon paper filter, acidified with concentrated nitric acid at a ratio of 1 ml per 1 l of the sample. Under laboratory conditions, the samples were passed through membrane filters with pore diameter 0.2  $\mu\text{m}$ . The activity of tritium in water samples was measured by means of liquid-scintillation spectrometry with the help of Tri-Carb 2800 spectrometer (USA). The samples were mixed in plastic vials ( $V=20$  ml) with the scintillation cocktail at a ratio sample : cocktail = 8:12. The mixtures were kept in a cool dry place for 48 hours for stabilization. Then the measurements of tritium content were performed. The minimal detectable activity of  $^3\text{H}$  is equal to 1 Bq/l, for the activity of  $^3\text{H}$  more than 40 Bq/l the relative error does not exceed 6 %, for the activity 10 - 40 Bq/l – within the range 10 - 15 %, for the activity up to 10 Bq/l the relative error is 34 % as an average.

In 2009, we collected the large-volume (up to 80 l) samples for the first time, to measure the activity of  $^{90}\text{Sr}$ ,  $^{239,240}\text{Pu}$ ,  $^{238}\text{Pu}$ ; the samples were preserved in concentrated nitric acid at a ratio of 1 ml per 1 l. Under laboratory conditions, the samples were preliminarily concentrated using the radiochemical method. The activity of  $^{90}\text{Sr}$  was determined with respect to  $^{90}\text{Y}$  isotope with the help of  $\beta$ -radiometry with RUB-01P using the low-background detection unit BDZhB-06P. The sensitivity of the method is 0.01 Bq. Relative error does not exceed 10 %. The activities of the isotopes of Pu were determined using the  $\alpha$ -spectrometric method with a single-channel  $\alpha$ -spectrometer 7184 of EURISYS MEASURES company. The  $\alpha$ -radiation was registered with high-resolution semiconductor detectors of PLUS 300-15 type with the active area of 300mm<sup>2</sup> and the resolution of 15 keV. Detection limit with respect to the isotopes of Pu is at a level of  $5 \cdot 10^{-4}$  Bq for measurement time  $2 \cdot 10^5$  s.  $^{242}\text{Pu}$  and  $^{236}\text{Pu}$  reference solutions certified as the working standards of the 1<sup>st</sup> rank in the Federal State Unitary Enterprise «D. I. Mendeleev

VNIIM» (No. 383/ 03/21369 of 16.07.2003, error of standard certification 4 %) were used.

The data of the macrocomponent ion composition of natural water from the region under investigation were kindly submitted by P. G. Novgorodov (Institute of Oil and Gas Problems of the Siberian Branch of RAS, Yakutsk) in 2008 in exchange for the data on tritium activity in water samples. The ion composition of water was determined in the samples collected in 2007 in SUE RS(Ya) «Tsentrgeanalitika» (Yakutsk). Anions were determined by titration, cations by means of atomic absorption. Error of the determination of ion concentrations does not exceed 15 %.

Additionally, in the region under investigation, we carried out more than 2000 land measurements of gamma-radiation exposure rate with the help of SRP-68-01 radiometer; we also sampled bottom sediments, soil and vegetation (Figure 1) [17]. After ashing, the vegetation and other solid samples were subjected to stepwise radiochemical concentrating to determine  $^{90}\text{Sr}$ ,  $^{137}\text{Cs}$  and the isotopes of Pu [23]. The activity of  $^{137}\text{Cs}$  was determined with the help of the direct semiconductor gamma-spectrometry with the well PPD EGPC 192-P21/SHF 00-30A-CLF-FA of EURISYS MEASURES company (France). The effective volume of the detector was 220 cm<sup>3</sup>, relative efficiency was 47,5%. The detection limit of radiocaesium was 1 Bq/kg, relative error not more than 10 %. Measuring time, depending on the activity of the sample, was 4 to 24 hours.

#### RESULTS AND DISCUSSION

*The Kraton-3 PUNE object.* The gas and dust cloud that was erupted from the borehole head, moved along the wind direction to the northeast, and its major activity precipitated at the first 3 or 4 kilometres causing the death of local forest. The area of the dead forest was determined by us on the basis of deciphering the space view Landcat with the help of GIS technologies; it was 1 mln 600 thousand m<sup>2</sup>, with the length up to 3.6 km, while previously this area was estimated by Burtsev I. S. and Kolodeznikova E. N. to be ~ 1 mln m<sup>2</sup> [6]. The dead forest is the dead standing larch trees (*Larix Gmelinii*), with a weak young growth of undersized bush, the moss-lichen cover is developed almost everywhere (*Cladina*, *Dicranum*, *Hylocomium* genera etc. ). Shallow frozen sod-carbonate soil is widespread [9, 7]. The thickness of the forest litter layer is limited to 2 - 3 cm, the thickness of the humus horizon is 1 to 6 cm.

The activity within the borders of the dead forest is distributed non-uniformly: three spots are distinguished. They were called the nearest, medium and remote traces [11, 16] (Figure 1).

The nearest trace is the most heavily contaminated one. As the distance from the borehole increases, the activity of the soil and lichens in the dead forest decreases gradually, which is confirmed by the data of the ground radiometric survey and laboratory analyses (Table 1).

TECHNOGENIC RADIONUCLIDES OF PEACEFUL UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSION KRATON-3 AREA

Table 1. Activity of technogenic radionuclides in the samples taken at Kraton-3 PUNE site, Bq/kg

Sample, depth, cm	<sup>90</sup> Sr	<sup>137</sup> Cs	<sup>239, 240</sup> Pu	<sup>238</sup> Pu
<i>The nearest trace, at a distance of 200 m to the north from the borehole, EDR 93 μR/h, p. 1 in Fig. 1</i>				
Moss	nd	12000±300 <sup>A</sup>	nd	Nd
Lichen	nd	201100±2700 <sup>A</sup>	7400±700 <sup>B</sup>	390±40 <sup>B</sup>
Forest litter, 0 - 2 cm	44400±4600 <sup>A</sup>	20000±2200 <sup>A</sup>	380±20 <sup>B</sup>	23±2 <sup>B</sup>
Humus horizon, 2 - 5 cm	5800±640 <sup>A</sup>	5030±510 <sup>A</sup>		
Ground, 5 -10 cm 10 -15 cm	3950±420 <sup>A</sup>	31±4.1 <sup>A</sup>	nd	nd
	1440±160 <sup>A</sup>	15±2.8 <sup>A</sup>		
<i>Local anomaly near the edge of the dead forest, EDR 420-460 μR/h, p.2 in Fig. 1</i>				
Forest litter, 0 - 2 cm	257790 <sup>C</sup>	94579 <sup>C</sup>	5900±300 <sup>B</sup>	290±30 <sup>B</sup>
	188000±21000 <sup>A</sup>	86700±8700 <sup>A</sup>		
Humus horizon, 2 - 4 cm 4 - 6 cm 6 - 8 cm	40610 <sup>C</sup>	34089	nd	nd
	8715 <sup>C</sup>	990		
	2353 <sup>C</sup>	48		
Ground, 8 - 14 cm 14 -21 cm	194 <sup>C</sup>	43	nd	nd
	18 <sup>C</sup>	10		
<i>Medium trace, the northern boundary of the dead forest, EDR 8 μR/h, at a distance of 1.6 km from the borehole, p.3 in Fig. 1</i>				
Moss	123.5±11.5	250±18	nd	nd
Lichen	44±3.5	135±10	nd	nd
Forest litter, 0-2 cm	98±4.9	56.2±18	5.1±0.4	<0.05
Humus horizon, 2-4 cm	46±3.3	11.5±1.5	3.8±0.15	<0.05
Ground, 4 -15 cm	26±2.5	<1.5	<0.1	<0.05
<i>Medium trace, the southern boundary of the dead forest, EDR μR/h, at a distance of 1.75 km from the borehole, p.4. in Fig. 1</i>				
Moss	221±16	3150±220	21±1	<0.05
Lichen	102±10	1500±100	31±1.5	<0.05
Forest litter, 0 - 2 cm	1233±85	1030±75	15±1.0	<0.05
Humus horizon, 2 - 6 cm	850±70	740±60	12.5±0.8	<0.05
Ground, 6 -15 cm	280±20	35±3.5	<0.1	<0.05
<i>Background region, EDR 5 μR/h, at a distance of 300 m upstream of the Markha river, the right bank</i>				
Lichen	75±6	90±7	2.7±0.5	<0.05
Forest litter, 0 - 2 cm	80±6	50±3.5	2.7±0.5	<0.05
Humus horizon, 2 - 5 cm	71±5.5	46±3.3	1.2±0.2	<0.05
Ground, 5 -15 cm	33±3.0	<1.5	<0.1	<0.05

Note: A – [22], analyses, 2001; B – [10], analyses, 2002; C – [7], analyses; 2003; the rest data – 2008 - 2009. EDR – gamma-radiation exposure dose rate, μR/h, nd – no data.

At present, the exposure rate (ER) of gamma radiation in the nearest trace is 30 to 130 μR/h, in the medium trace - 30 to 70 μR/h, in the remote trace – 30 to 55 μR/h. The ER field is formed mainly due to radiocaesium present in the moss-lichen cover and soil: the correlation coefficient between these parameters was determined to be 0.87, for the sample of 129 parallel measurements.

The radiometric survey allowed us to determine the natural ER for non-disturbed landscapes; it was only 5 - 6 μR/h. The RE value of 8 - 10 μR/h along the external edge of the dead forest is not a variation of the natural gamma-radiation field but is the edge zone of radioactive pollution (Table 1). The RE values of 8 - 10 μR/h, detected by us in several small areas of the living forest to the south from the dead one, are local spots of radioactive contamination formed by the wind and through carrying the matter from the major radioactive cloud that was moving to the east.

It was established by Gedeonov A. D. that the total content of elements in the wood of dead trees is: <sup>90</sup>Sr up to 6 Bq/kg, <sup>137</sup>Cs 10 - 14 Bq/kg, <sup>239, 240</sup>Pu 0.041-0.064 Bq/kg. In the abscised bark, <sup>90</sup>Sr content is three orders

of magnitude larger and reaches 200 - 490 Bq/kg, <sup>137</sup>Cs and <sup>239, 240</sup>Pu content is 10 times higher as a mean: 120 - 140 Bq/kg and 0.6 - 5.0 Bq/kg, respectively (Gedeonov et al., 2004). After abscission of the contaminated bark, the major deponents of radionuclides in the region around Kraton-3 PUNE are the moss-lichen cover, forest litter and the upper part of the humus horizon of soil (Table 1). In this situation, the total activity of <sup>90</sup>Sr dominates over the activity of <sup>137</sup>Cs almost by a factor of 2, over the activity of <sup>239, 240</sup>Pu by 2 orders of magnitude. The activity of <sup>238</sup>Pu is about 5 - 6 % of the activity of <sup>239, 240</sup>Pu. The high activities of the upper horizons of soil and the moss-lichen cover allow one to attribute these objects to the solid radioactive wastes according to the existing classification (OSPORB-99, 2009) [3].

During these years, under the action of exogenous processes redistribution of the activity, drift and redeposition of radionuclides occurred both within the boundary of the dead forest and in the adjacent landscapes, at the background of the decrease in the total level of activity due to natural decay.

In 2008, at a distance of 145 m to the north from the borehole mouth, in a small closed hollow on a gentle slope

near the edge of the dead forest, we contoured a local anomaly with RE 400-420  $\mu\text{R/h}$  at a site with the dimensions  $\sim 3 \times 3$  m. Here, in 2001 Ramzaev V. P. detected hurricane activities in the forest litter and the upper layer of the humus horizon several centimeters thick:  $^{90}\text{Sr}$  – 188000 Bq/kg,  $^{137}\text{Cs}$  – 86700 Bq/kg [19, 22], in 2002 Gedeonov A. D. determined the activities of:  $^{239,240}\text{Pu}$  – 5900 Bq/kg,  $^{238}\text{Pu}$  – 290 Bq/kg [10] (Table 1). Calculations according to the data of Sobakin P. I. [7] showed that in 2003, compared to 2001, the activity of  $^{90}\text{Sr}$  increased by 37%,  $^{137}\text{Cs}$  by 9 %, that is, accumulation of the activity occurs; it is carried with surface water streams flowing from the dead forest situated upstream. In our opinion, this anomaly may be considered only as an intermediate stage of radionuclide migration.

The dead forest is situated in the basin of the Markha watershed and the Bezmyannyi brook (Figure 1). Radioactive surface streams get collected in these water streams, while water from the nearest trace, which is most heavily contaminated, flows directly into the Markha. In May 2002, Ramzaev V. P. sampled turbid water of the Bezmyannyi brook to measure the gross activities of major radionuclides:  $^{90}\text{Sr}$  –  $40.2 \pm 12.9$ ,  $^{137}\text{Cs}$  –  $6.2 \pm 0.6$  and  $5.6 \pm 0.6$ ,  $^{239,240}\text{Pu}$  –  $0.14 \pm 0.01$  Bq/l,  $^{238}\text{Pu}$  –  $0.007 \pm 0.001$  Bq/l [20]. The ratio  $^{90}\text{Sr}/^{137}\text{Cs}$  in water, in comparison with the major deponents in the

dead forest (soil and the moss-lichen cover) (Table 1) increased from  $\sim 2$  to 6.5. The ratio  $^{90}\text{Sr}/^{239,240}\text{Pu}$  shifted to larger values from  $\sim 100$  to  $\sim 290$ . Therefore, it may be assumed that radiostrontium is the most mobile radionuclide, and the major form of its mass transfer is the dissolved form, because otherwise, if the factor weight of mass transfer in the suspended form were dominating, the ratio of activities would remain approximately the same as that in the major deponents of activity in the dead forest. The ratios  $^{137}\text{Cs}/^{239,240}\text{Pu} \sim 40-44$ ,  $^{238}\text{Pu}$  to  $^{239,240}\text{Pu} \sim 5$  % are approximately the same as those for the dead forest, which points to the fact that the activity of isotopes Pu,  $^{137}\text{Cs}$  in the turbid water of springtime is determined mainly by the suspended form of mass transfer.

In August 2009, for the first time, we sampled large volumes of ground water of the hillside (slope) stream, surface water from the Markha river and the Bezmyannyi brook, which allowed us to establish directly the occurrence of significant water mass transfer of  $^{90}\text{Sr}$  and the isotopes of Pu in the dissolved form (Table 2).

The highest activities of strontium are characteristic of ground water flowing from the slope (p. 51-09 in Figure 2), which are comparable with two values of  $^{90}\text{Sr}$  content in ground water measured in 2007 by Novgorodov P. G. [18] (Table 3).

Table 2. Activity of natural water near the mouth of the borehole of PUNE Kraton-3 in 1996 -2009, Bq/dm<sup>3</sup> (Figure 2)

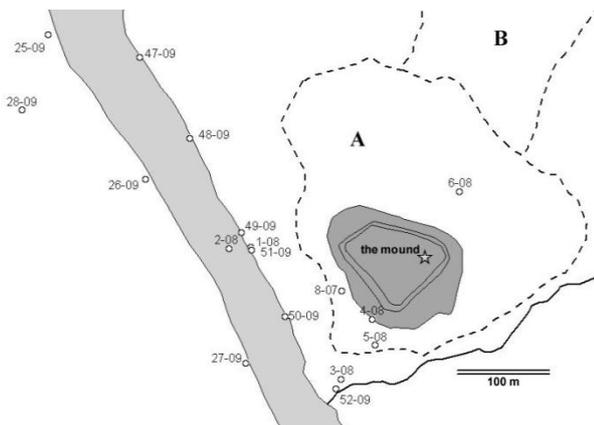
Sampling site	NoPoint no. – year (Fig. 2)	$^3\text{H}$	$^{90}\text{Sr}$ /total beta-activity /	$^{239,240}\text{Pu}$ /total alpha-activity/	$^{238}\text{Pu}$
Interference level in water <sup>1</sup>		7700	5 /1/	0.56 /0.2/	0.6
surface stream at the edge of the dead forest	6-08 6a-08	68±8	/2.11±0.08/ /2.25±0.25/	/0.54±0.06/	
the Bezmyannyi brook	3-08 52-09	30±5 57±2.8	/0.27±0.04/ <b>0.12±0.004</b>	/0.023±0.02/ <b>(4±0.16)·10<sup>-4</sup></b>	<b>(3.9±0.15)·10<sup>-3</sup></b>
water body near the mouth of the borehole (before the construction of the mound)	1996 year 2001 year 2003 year	700±250 <sup>2</sup> 320±32 <sup>2</sup> nd	nd 38±6 <sup>2</sup> 49±18 <sup>3</sup>	nd nd nd	nd nd nd
ground water from well No. 8 near the mound of the borehole	8-07	nd	8.75±1.63 <sup>4</sup>	nd	nd
ground water from well No. 7 near the mound of the borehole	4-08	19±6	/2.39±0.07/	/0.16±0.04/	
surface stream from under the mound of the borehole	5-08	18±5	/0.398±0.028/	/0.29±0.01/	
ground slope water from the bury on the bank of the Markha river	1-08 51-09	22±6 67.2±1.9	/2.35±0.07/ <b>1.99±0.07</b>	/0.15±0.04/ <b>(4±0.16)·10<sup>-4</sup></b>	<b>(7.8±0.3)·10<sup>-3</sup></b>
the Markha river	50-09	13±2.0	Nd	nd	nd
	2-08	22±5	/2.82±0.03/	/0.42±0.02/	
	49-09	14±1.5* 48±2.4	<b>0.078±0.003</b>	<b>(6±0.24)·10<sup>-4</sup></b>	<b>(18.6±0.7)·10<sup>-3</sup></b>
	48-09	45.2±2.1 52.1±2.6	Nd	nd	nd
	47-09	8±2* 44.3±2.2	/0.011±0.010/	/0.026±0.013/	
	27-09	9±1	Nd	nd	nd
	26-09	5±2	Nd	nd	nd
25-09	6±2	Nd	nd	nd	nd
stream of the left bank of the Markha riverj	28-09	7.5±0.5	Nd	nd	nd

Note: nd – no data, <sup>1</sup> - radiation safety standards of Russian Federation, 1999, <sup>2</sup> – [20], <sup>3</sup> – [24], <sup>4</sup> – [18].

Table 3. Total chemical composition of natural water in the region of Kraton-3 PUNE site (mg/dm<sup>3</sup>)

	pH	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	M
Stream at the edge of the dead forest	8.0	63.5	27.95	<0.125	0.85	335.6	<1	3.55	432
The Bezymyannyi brook	8.22	53.3	26.7	<0.125	0.25	311	<1	1.8	393
Well No. 7	nd	11.5	6.4	145	4.25	98	<1	250	515
Well No. 8	nd	20.6	17	143	5.55	73	4.94	298	562
Stream from under the mound	nd	51.5	25.65	2.65	0.9	311.2		3.55	315
Slope stream	nd	73.9	35	2.28	0.53	360	<1	39	511
The Markha river	7.65	39	22	<0.125	0.43	229	<1	1.8	292

Note: nd – no data, M – salt content (mineralization) of water



Dash line marks the boundaries of: A – working ground, B – dead forest

Figure 2. Scheme showing natural water sampling sites near Kraton-3 PUNE (as star)

In 2004 Ushnitsky V. E. detected the high activity of <sup>90</sup>Sr – 49 Bq/l in a single sample taken in eth water reservoir that had been existing till 2006 near the mouth of the borehole. Because the description of the procedure does not include filtration of the sample, this value may relate to the gross activity of <sup>90</sup>Sr [24], similarly to the case of springtime water sample in 2002 [20].

The activities of <sup>90</sup>Sr and the isotopes of Pu in our water samples of 2009 are substantially smaller than the interference level but exceed the background levels of Siebrian rivers by 1 - 3 orders of magnitude [23]. It was established that the activity of <sup>90</sup>Sr is smaller than its gross activity in the turbid water of the Bezymyannyi brook in 2002 [20] by a factor of 20 and more, while the activity of <sup>239,240</sup>Pu is smaller by a factor of 350 and more. The ratio <sup>90</sup>Sr/<sup>239,240</sup>Pu is 130 in the Markha, 300 in the Bezymyannyi brook, 5000 in the ground water of the slope.

Surprisingly, in our water samples the activity of <sup>238</sup>Pu is 10-30 times higher than the activity of <sup>239,240</sup>Pu, which points to the high water mobility of <sup>238</sup>Pu isotope (Table 2), and differs drastically from the ratio in lichens, soil of the dead forest (Table 1) and in the sample of turbid water of 2002 (in suspension) from the Bezymyannyi brook [20]. Mass transfer of radionuclides in the suspended form from the dead forest increases sharply only for a short time in spring (quick short spring in characteristic of the region), so the rest of the year, due to the low-angle relief and small river incut, radionuclides are transferred mainly in the dissolved form because of the low velocities of streams.

The underlying rocks in the basin of the Markha river and its tributaries are composed of limestone and dolomite of the Ordovician and Cambrian periods, so the surface water of the region have weakly alkaline hydrocarbonate magnesium-calcium composition with pH 7.2 - 8.0 (Table 2, the data obtained in 2007), which may be represented as follows with the help of Kurlov formula [13]:

$$\frac{HCO_3^- \cdot 100}{Ca^{2+} \cdot 74 \cdot Mg^{2+} \cdot 25 \cdot (Na^+ \cdot K^+) 1}$$

Consecutive decrease in mineralization from the small water stream to a larger one is observed, for the same ion composition: in the water stream from the dead forest it is 430 mg/l, in the Bezymyannyi brook 330-390 mg/l, while in the Markha river it is 290 - 170 mg/l, which may be explained by an increase in dilution rate in this chain.

A surprising fact was detected for the ground water from observation wells Nos. 7 and 8 beneath the mound of the borehole of Kraton-3 (Table 2, Figure 2): with the mineralization of 515 - 560 mg/l, substantial concentrations of chlorides were found: up to 250 - 298 mg/l, and sodium – up to 143 - 145 mg/l, so the type of water may be referred to as hydrocarbonate-chloride-calcium-sodium:

$$515 \cdot \frac{Cl^- \cdot 60 \cdot HCO_3^- \cdot 40}{Na^+ 81 Ca^{2+} 11 \cdot Mg^{2+} \cdot 4 \cdot K^+ 4} (well \cdot 7) \cdot$$

$$\cdot 562 \cdot \frac{Cl^- \cdot 68 \cdot HCO_3^- \cdot 29 \cdot SO_4^{2-} \cdot 3}{(Na^+ 69 Ca^{2+} 17 \cdot Mg^{2+} \cdot 9 \cdot K^+ 5) (well \cdot 8)}$$

It is known [14] that salty underground water-bearing horizons are developed in the region. Our data on the ion composition of water point to the percolation of salty water along the borehole of the well to the surface. The appearance of sodium chloride in the ground water cannot be explained by other phenomena: the existing 3 observation wells were drilled at a depth of only 2.5 - 3 m, and only two of these wells take the water of the seasonal melted layer (mainly during the years in which the average annual level of atmospheric precipitation is exceeded, or high-water years) formed mainly by surface and meteoric water (the third well No. 9 was staked awry and is dry). Water is not always present in wells Nos. 7 and 8: in 2008 water was observed only in

well No. 7, during the dry year 2009 all the wells were empty.

In addition, in 2008 we found coloured spots of combustive-lubricating materials (CLM) on the surface of a small brook flowing from under the mound. This is most likely due to washout from the burial ground of the buried technical equipment. The occurrence of  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$  in significant concentrations in the brook flowing from under the mound (p.5-08 in Figure 2) and in the ground water of the bury at the foot of the slope on the bank of the Markha river (p.1-08 in Figure 2) point to the traces of percolating underground salty water after mixing with fresh ground water.

So, analysis of the data available reveals new features of Kraton-3 PUNE: the picture becomes more and more complicated. We may surely state that the activity in the Bezymyanni brook and small surface water streams near the edge of the dead forest (upward along the relief from the mound) is formed due to contamination from the dead forest – from an evident surface radioactive source, which had been the subject of investigation in all the previous works carried out there. In our opinion, other sources may also contribute into the activity of the surface and ground water near the borehole and from below along the slope: the radioactive burial ground existing under the mound, and the underground salty water percolating along the borehole of the well (of course, if the latter is contaminated from the underground source – explosion cavity).

Under the current circumstances, it is the determination of tritium content in natural water at Kraton-3 PUNE that will allow us to clarify the radioecological situation. The possibility to analyze a large amount of water samples is one of the decisive factors, due to the fact that only 1 l of preserved water sample is sufficient to determine the activity of tritium, and due to the advantages of modern laboratory measurement methods that do not require such a labour-intensive sample preparation procedure as that necessary for  $^{90}\text{Sr}$  and the isotopes of Pu. What is more, due to the high mobility of tritium, it is an indicator of the directions of radionuclide migration and their sources existing at the sampling moment.

In 1996, Dubasov Yu. V. [8] for the first time detected the activity of tritium in the water reservoir that existed near the mouth of the borehole till the construction of the mound; the measured value was  $700 \pm 250$  Bq/l. In 2001 (5 years later) the activity of tritium there decreased by a factor of about 2 - to  $320 \pm 32$  Bq/l [20]. In 2002, the third determination of the activity of tritium was carried out, but this time in the Markha river at a distance of ~30 km downstream near the Malykai village; the level of  $6.7 \pm 1.2$  Bq/l was detected, which we took equal to the background level. According to Rikhvanov L. P., the technogenic level of tritium is exactly 5 Bq/l [21]. For example, the background activity of tritium in the Enisey is equal to 5 Bq/l, according to the data obtained by Bondareva L. G. [4].

This, in August 2008, the highest activity of  $^3\text{H}$ , equal to  $68 \pm 8$  Bq/l (p.6-08 Fig. 2, Table 2) was detected in the small surface water stream near the edge of the dead forest. Quite logically, the activity of вполне логична в два раза меньшая активность  $^3\text{H}$  in the water of the large brook Bezymyanni (p.3-08 *ibid.*). Near the mound of the borehole and lower in the ground water and in the Markha river, the activity of  $^3\text{H}$  was found to be 18 – 22 Bq/l. The absence of the effect of dilution on the activity of  $^3\text{H}$  for the full-flowing river Markha gave us cause for thinking (Table 2).

After repeated water sampling in August 2009, which was a dry year, increased activity of  $^3\text{H}$  in natural water was detected, possibly because the dilution is less when the amount of water is smaller. For example, in the Bezymyanni brook that grew 5-10 times more shallow in comparison with the year 2008, the activity of  $^3\text{H}$  increased almost by a factor of two: from 30 Bq/l to 57 Bq/l (Table 2). In the ground slope water (bury on the bank of the Markha river), the activity of  $^3\text{H}$  increased by a factor of 3: from 22 Bq/l in 2008 to 67.2 Bq/l in 2009; a two-fold increase was detected in the river water near the bury (pp. 2-08, 49-09 Table 2). That year, the surface stream from the dead forest was not sampled because small water streams dried up.

In 2009, 49 samples were taken from tiny ponds and brooks near the foot of the edges of the Markha banks and from the river near both banks at a length of 3.6 km downstream and 400 m upstream from the borehole of Kraton-3 PUNE (Figures 3, 4).

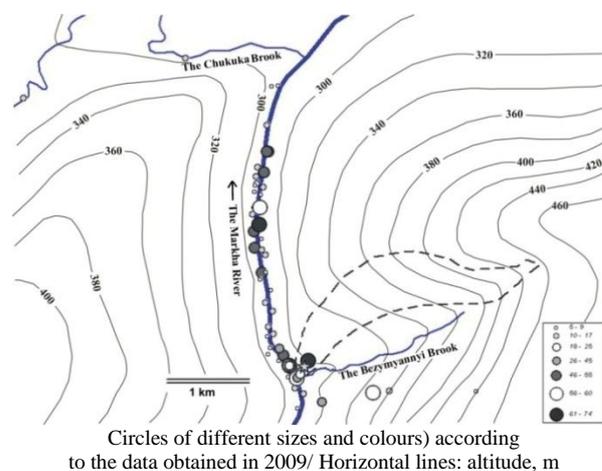


Figure 3. Activity of tritium in natural water in the region of Kraton-3 PUNE

For Figure 4, point 50-09 was taken as the zero mark of the abscissa axis because this point is situated at the straight line from the mouth of the well of Kraton-3 PUNE on the right bank of the river, the points situated upstream have the negative distance values (Figure 4).

The Markha river flow exceeds the flow of the Bezymyanni brook by a factor of 10-20 for different hydrological regimes of water streams (taking into account the velocities and depths measured by us, and calculations of the flow section areas), so the back-

ground activity of the river water after mixing with the active water of the Bezymyanni brook will be only 8.4 - 8.8 Bq/l, that is, will be close to the background level of 5 Bq/l. However, in spite of the expectation, we detected 3 peaks of high activities of tritium in the Markha river (with the maximum up to 74 Bq/l), which is comparable in the absolute value with the activities of the streams flowing from the nearest trace of the dead forest (p.6-08 Table 2).

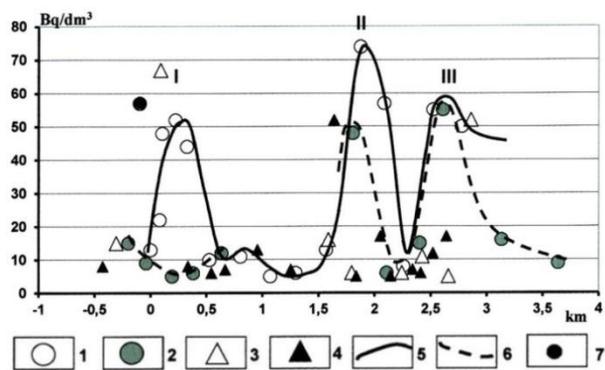


Figure 4. Distribution of activities in natural water in the valley of the Markha river (0 km – p. 50-09 under the slope near the mouth of the borehole)

In the river water along the straight line from the mouth of the borehole (p. 50-09 Table 2, Figure 2) the activity of  $^3\text{H}$  is only  $13 \pm 2.0$  Bq/l, which is generally close to our calculated data.

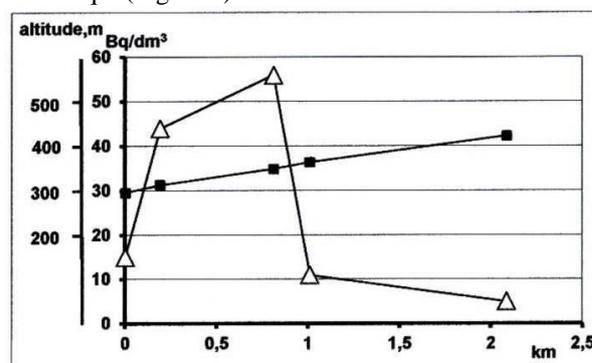
The first peak of high  $^3\text{H}$  activity of 44 - 52 Bq/l starts at a distance of ~100 m downstream from p. 50-09; it is detected at a length of 225 m more downstream. This may be the site of the major unload of the radioactive ground water of the slope, flowing from the nearest trace of the dead forest, and also from the burial ground and the borehole mouth. The activities of  $^3\text{H}$  at the left bank of this region of the river are low: 5 - 15 Bq/l, with the average value of 9.4 Bq/l.

The maximal activity of  $^3\text{H}$  equal to 74 Bq/l was detected in the river water near the right bank at a distance of 1.9 km downstream from the PUNE object. In the river water near the left bank at approximately the same site (at a distance of 1.8 km) also a sharp peak of the activity of tritium is observed: 48 Bq/l, compared with the background level of 5 - 6 Bq/l. At a distance of ~150 m upstream, in a small brook flowing into the river at its left bank, the activity of 52 Bq/l was detected.

The third peak of the activity of tritium was detected at a distance of 2.5 - 2.85 km downstream: the activity equal to 50 - 55 Bq/l was detected in river water near both banks. The activity of 52 Bq/l was also detected in a small pond at the right bank (Figure 3, 4). The nature

of such a high activity of tritium in small ponds, small brooks and in the river points to the presence of a permanent flux of radionuclides in these sites till the distance of ~3 km from the PUNE object. The local relief (Figure 3) does not allow the formation of radioactive anomalies from the streams of the dead forest, comparable in intensity with the first anomaly at a distance of 100-325 m from p. 50-09 almost under the very slope near the mouth of the borehole.

Additionally, along the right edge of the Markha bank at a distance of 500 m to the south from the borehole, within the boundaries of the undisturbed living forest (MED 5 - 6  $\mu\text{R/h}$ , with spots giving 8 - 9  $\mu\text{R/h}$  here and there), we sampled water from the small ponds along the profile ~2 km long. It turned out that the activity of  $^3\text{H}$  varies here within a very broad range from 5 to 56 Bq/h (Figure 5).



Black squares mark absolute altitudes of sampling sites according to the GPS data

Figure 5. Activity of tritium (white triangles) in small ponds of the right bank of the Markha river at a distance of 500 m to the south from Kraton-3 PUNE site along the profile (Figure 3).

In addition, we sampled river water from the Chukuka, which is the nearest left tributary flowing into the Markha at a distance of 4 km downstream from the PUNE object. Surprisingly, the activity of  $^3\text{H}$  in this river, flowing aside and not involved into the surface contamination during explosion (as the wind was blowing exactly from the south-west), at a distance of 5.2 km upstream of its mouth now exceed the background level up to 3 times (up to 17 Bq/l). Only at a distance of 8.5 km upstream of its mouth the activity of  $^3\text{H}$  in the Chukuka decreases to 9 Bq/l (Figure 6).

Let us turn back to Table 2. Here we present the activity of  $^{238}\text{Pu}$  in river water, which is 2 - 4 times higher than the activity of  $^{238}\text{Pu}$  in the ground water of the slope and in the Bezymyanni brook, which is the main collector of the surface streams flowing from the dead forest. This points to the existence of a powerful permanent source of this radionuclide with the underground exit into the river, which is only weakly affected by dilution with river water. The high activity of radionuclides in the ground water of the slope are quite expectable and logical, while the high content of Pu isotopes in river water near the site of unloading the ground water of the slope streams may not be

explained in connection with these surface slope streams. So, it may be suspected that the sources of the 1<sup>st</sup> anomaly (Figure 4) under the PUNE slope are not only the streams from the dead forest, not only the burial ground, not only the outlets of the underground water from the borehole mouth. There is the fourth source under the ground, it extends from the explosion cavity; it may use the borehole in its way but flows into the river under the ground.

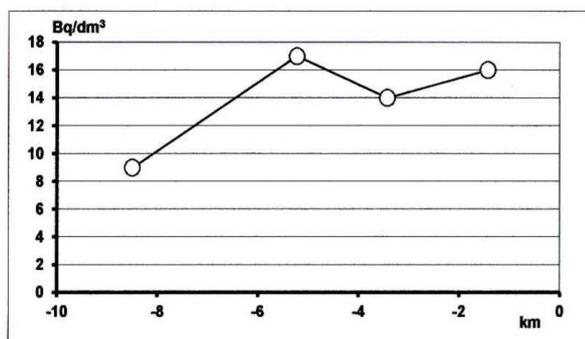


Figure 6. Activity of tritium in the river water of the Chukuka (Figure 3) upstream from the mouth located at a distance of 4 km to the north from Kraton-3 PUNE, marked as 0

It should be kept in mind that the wrecked Kraton-3 PUNE object includes not only the dead forest, which is the surface source of activity, but this is also a complicated radioecological object. Kraton-3 PUNE brought strong changes not only to the surface landscapes but also, as far as the current knowledge allows us to suspect, the interior of the earth. The explosion cavity still remains the underground source of activity; radionuclides may start to migrate from this source along cracks and weakened zones together with underground pressure water thus reaching the river system. Fissuring zones and other weak (permeable) zones may have been formed during explosion, or as a result of opening of

previously existing natural structures under the action of the explosion.

Occurrence of tritium in the river and in small ponds of the river valley and the slope of the Markha river at a large distance from the borehole mouth, not connected with the surface contamination, confirms our conclusions.

#### CONCLUSION

On the basis of our data and published information, we demonstrate the modern unfavourable ecological situation at the wrecked Kraton-3 PUNE object. This is a complicated radioecological object having the surface source of radioactivity (the dead forest) and the underground one.

The activity of the moss-lichen layer, forest litter and the first centimeters of the humus horizon of soil allows us to assign them to the solid radioactive wastes from which the migration of technogenic radionuclides proceeds; the latter are represented mainly by <sup>90</sup>Sr, <sup>137</sup>Cs and <sup>238,239,240</sup>Pu, as well as <sup>3</sup>H.

The analysis of the spatial distribution and intensity of the activity of tritium in natural water of the region, along with the analysis of the available radioecogeochemical data, allows us to conclude that the explosion cavity, which is the underground source, continues supplying radionuclides into the pressure underground water that percolates along the fissuring zones and get unloaded in the surface systems, both in the river system and in the ground landscapes.

The investigation was financed by the Government Contractual Work No. 43(76-08) under support from the Department of Radiation Safety of the Ministry of Nature Conservancy of the Republic of Sakha (Yakutia). The author thanks Senior Researcher L. G. Bondareva, Senior Researcher M. S. Melgunov and Principal Engineer I. V. Makarova for analytical works.

#### REFERENCES

- Argunova, T. V. The State Policy of RS (Ya) in the area of radiation safety / T. V. Argunova // Proceedings of the 2nd Republican Scientific and Practical Conference. Yakutsk: YaF GU Publishing House of SB RAS, 2004. – P. 18-28.
- Artamonova, S. Yu. Development of special mining claim at the objects of peaceful underground nuclear explosions Crystal and Kraton-3 (Mirny district) / S. Yu. Artamonova [et al] // Report of the Institute of Geology and Mineralogy SB RAS. Novosibirsk, 2009. – 360 p.
- Basic Sanitary Rules for Radiation Safety OSPORB-99 (edition: 2009) / M., Ministry of Health of Russian Federation, 2009. – 99 p.
- Bolsunovsky A. Ya., Bondareva L.G. // J. Environ. Radioactivity, 2003. – 55 – P. 285 - 294.
- Burtsev, I. S. Report on the results of field work at Markha-93 performed in the regions of underground nuclear explosions Kraton-3 and Crystal in 1993. State Committee for Civil Defence, emergency situations in the Republic of Sakha (Yakutia) / I. S. Burtsev, E. N. Kolodeznikova // Yakutsk, 1993. – 42 p.
- Burtsev, I. S. Radiation situation in diamond-bearing regions of Yakutia / I. S. Burtsev, E. N. Kolodeznikova // Preprint. Yakutsk, YaSC SB RAS, 1997. – 50 p.
- Chevychelov, A. P. Radioactive contamination of permafrost soil by <sup>137</sup>Cs and <sup>90</sup>Sr – the products of the accidental underground nuclear explosion / A. P. Chevychelov, P. I. Sobakin, I. V. Molchanova // Pochvovedenie, 2006. – No. 12. – P. 1512-1519.
- Dubasov, Yu. V. Complex laboratory investigations of the objects of underground nuclear explosions Kraton-3 and Crystal / Yu. V. Dubasov / Scientific Report, 08.09.1997. V. G. Khlopin Radium Institute, St. Petersburg, 1997. – 34 p.
- Elovskaya, L. G. Soils of Northern Yakutia / L. G. Elovskaya, E. I. Petrova, L. V. Teterina // Novosibirsk, Nauka, 1979. – 304 p.
- Gedeonov, A. D. Estimation of the levels of radioactive contamination of environmental objects at the sites of Crystal and Kraton-3 in the Republic of Sakha (Yakutia) / Gedeonov A. D. // Report on Scientific Research Work on demand of the Ministry of Nature of RS (Ya). St.-Petersburg, 2003. – 40 p.

11. Gedeonov, A. D. Radiation safety of the Republic of Sakha (Yakutia) / A. D. Gedeonov, Yu. V. Bulatenkov, V. Yu. Shkroev // Proceedings of the 2nd Republican Scientific and Practical Conference. Yakutsk, YaF GU Publishing House of SB RAS, 2004. – P. 168-180.
12. Gedeonov, A. D. Radiation contamination of the territory of the Republic of Sakha (Yakutia) / A. D. Gedeonov [et al] // Problems of radiation safety. Yakutsk, 1993. – P. 214-232.
13. Handbook in hydrochemistry. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1989. – 391 p.
14. Klimovsky, I. V. Cryolite zone of the Yakut diamond-bearing province / I. V. Klimovsky, S. P. Gotovtsev // Novosibirsk, VO Nauka, 1994. – 168 p.
15. Koltin, A. N. Results of radioecological aerial gamma survey at the territory of the Republic of Sakha (Yakutia) during the years 1990-1992 / A. N. Koltin // Radioactive contamination of the territory of RS (Ya): Problems of Radiation Safety. Proceedings of the 1st Republican Scientific and Practical Conference. Yakutsk, January 14-15, 1993. State Committee for Civil Defence, emergency situations in the Republic of Sakha (Yakutia). – Yakutsk. – P. 165-171.
16. Kovalev, V. K. Delineation of the region contaminated by artificial radionuclides on the basis of the gamma radiation EDR using the satellite navigator for observation binding and further monitoring of contamination at Kraton-3 site, Yakutsk / V. K. Kovalev // Report of the Ministry of Nature of RS (Ya), 2002. – 27 p.
17. Methodic Guidelines for Field and Laboratory Investigation of Soil and Plants for the Control of Environmental Pollution with Metals / ed. by N. G. Zyrin, S. G. Malakhov // M.: Gidrometeoizdat, 1981. – 109 p.
18. Novgorodov, P. G. Development of the technology of construction of the protective geochemical barrier based on zeolite from the Khonguruu deposit at the Kraton-3 PUNE site / P. G. Novgorodov / Final Report / Institute of Oil and Gas Problems SB RAS, Resp. Manag // Yakutsk, 2008.
19. Ramzaev, V. Environ. Radioact / Ramzaev V. [et al] // 2007. – № 95. – P. 107-125.
20. Ramzaev, V. / V. Ramzaev [et al] // Radioact, 2009. – № 100 – P. 1092-1099.
21. Rikhvanov, L. P. Radioactive elements in the environment and the problems of radioecology: a manual / Rikhvanov L. P. // Tomsk, STT, 2009. – 430 p.
22. Ramzaev, V. P. Radiation safety of the Republic of Sakha (Yakutia): evaluation of the current radiation doses and reconstruction of the accumulated ones for the population as a consequence of the underground nuclear explosions Crystal and Kraton-3, for the purpose of substantiation of the measures of social protection / Ramzaev V. P. // Report on the scientific work on demand of the Ministry of Nature of RS (Ya). St. Petersburg, 2002. – 115 p.
23. Sukhorukov, F. V. Regularities of distribution and migration of radionuclides in the valley of the Enisey river / F. V. Sukhorukov [et al] // Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, Geo affiliation, 2004. – 286 p.
24. Ushnitsky, V. E. Radioecological (monitoring) examination of the state of PUNE sites (with the execution of radioecological certificates) / V. E. Ushnitsky // Yakutsk, 2004. – 94 p.

**«КРАТОН-3» АТТЫ БЕЙБІТ ЖЕРАСТЫ ЯДРОЛЫҚ  
ЖАРЫЛЫСЫ АУДАНЫНДА ТЕХНОГЕНДІ РАДИОНУКЛИДТЕР**

Артамонова С.Ю.

*РФА СБ В. С. Соболев атындағы Геология және минералогия институты, Новосибирск, Ресей*

«Кратон-3» атты апатты бейбіт жерасты ядролық жарылыстың (08.28.1978) ауданында жер бетіндегі, грунт және жерасты суларда тритий мөлшері туралы жаңа деректері талқыланды. Тайга ландшафтың беті радиоактивті ластануын зерделеуіне бағытталған бұрын жүргізілген зерттеулерінен айырмасында алғашқы рет, жерастындағы радиоактивтіктің көзі ашық болу және жарылыс қуысынан жер бетіне техногенді радионуклидтер едәуір жету туралы мәселесі қаралған.

**ТЕХНОГЕННЫЕ РАДИОНУКЛИДЫ В РАЙОНЕ  
МИРНОГО ПОДЗЕМНОГО ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА «КРАТОН-3»**

Артамонова С.Ю.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*

Обсуждаются новые данные о содержании трития в поверхностных, грунтовых и подземных водах района аварийного мирного подземного ядерного взрыва «Кратон-3» (08.28.1978). В отличие от ранее проведенных исследований, направленных на изучение поверхностного радиоактивного загрязнения таежного ландшафта, рассмотрен вопрос о значительном поступлении радиоактивности из подземного источника радиоактивности - из полости взрыва на поверхность земли.

УДК 504.054:621.039.9

**К ВОПРОСУ О МИГРАЦИИ РАДИОЦЕЗИЯ ИЗ ПОЛОСТЕЙ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ НА СЕМИПАЛАТИНСКОМ ЯДЕРНОМ ПОЛИГОНЕ**

Гринштейн Ю.А., Мурзадилов Т.Д., Распопов Н.Я.

*Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан*

Приведен обзор результатов гамма-каротажа (ГК) и спектрометрического гамма-каротажа (СГК) в 22 структурных и гидрогеологических скважинах участков Балапан и Сары-Узень Семипалатинского испытательного полигона, проведенного в 2004 – 2011 гг. Разработанные аппаратура и методика обработки данных каротажа, позволили проводить определение содержания  $^{137}\text{Cs}$  с порогом чувствительности 10 Бк/кг при  $P=0.95$  и оценивать характер изменения содержания  $^{137}\text{Cs}$  глубиной и во времени. Установлена миграция радиоцезия в районе скважин 1061 (Балапан) и 104 (Сары-Узень), хотя параметры этого процесса пока не определены.

Изучение миграции техногенных радионуклидов из полостей подземных ядерных взрывов с использованием гамма-каротажа (ГК) и спектрометрического гамма-каротажа (СГК) начаты на участке Балапан Семипалатинского испытательного полигона (СИП) в 2001 г. Были обследованы 4-е гидрогеологических скважины, в одной из которых (4018) в интервале 47 - 51 м выявлена аномалия радиоцезия активностью около 375 Бк/кг. Ее природу объяснили прорывом радиоактивных газов из полости боевой скважины 1061 [1,2]. Скважина 1061 расположена в 400 м к юго-западу от скв. 4018, ядерный взрыв был проведен 02.11.72 г. на глубине 521 м, мощность взрыва – 160 кТ тротилового эквивалента. В 2004 г. рядом со скважиной 4018 (в 2-х м) была пройдена с отбором керна и полностью обсажена до глубины 65 м скважина 4018/1 для подсечения «цезиевой зоны» и получения данных для градуировки спектрометрического тракта. Поскольку скважина 4018 была аварийной, повторный каротаж в 2004 г. в ней не проводился. По скв. 4018/1 была зарегистрирована аномалия радиоцезия (около 50 Бк/кг) на глубине 49.5 м. В керне, при его низком выходе на глубинах аномалии (менее 30% весовых), цезий обнаружен в количестве 1.5 Бк/кг. В 2005 г. скважина 4018 была отремонтирована, в ней и в скважине 4018/1 были заново проведены ГК и СГК. Значимые содержания цезия в обоих стволах обнаружены не были. В 2006 г. аналогичные измерения также не выявили  $^{137}\text{Cs}$  по разрезу скважин. Кроме исследуемых скважин был проведен каротаж еще в 10 гидрогеологических скважинах, выбранных в условиях, предположительно благоприятных для миграции флюидов из полостей ядерных взрывов. В этих скважинах значимых содержаний радиоцезия также не было обнаружено. Исследование скважин 4018 и 4018/1 продолжены в 2009 г. Результаты каротажа приведены на рисунках 1, 2 и в таблице 1.

Из рисунка 1 видно, что в разрезе скважины 4018 выделяется значимое (более 30 Бк/кг) содержание  $^{137}\text{Cs}$  на глубине 45.5 м. Полученная аномалия отображается в спектре в виде фотопика с энергией 661 кэВ, что соответствует энергии излучения радиоцезия. По сква-

жине 4018/1 (рисунок 2) радиоцезий так же выявляется, но на уровне порога чувствительности метода (30 Бк/кг). В спектрах, измеренных на других глубинах этих скважин, фотопиков цезия визуально не наблюдалось. В таблице 1 приведены параметры гамма-поля за все время проведения исследований.

Из таблицы 1 видно, что основные параметры гамма-поля, измеренные в 2009 г., – средняя величина МЭД, среднеквадратическое отклонение его величины от среднего и коэффициент вариаций, – возвратились к величинам, зарегистрированным в 2005 г.

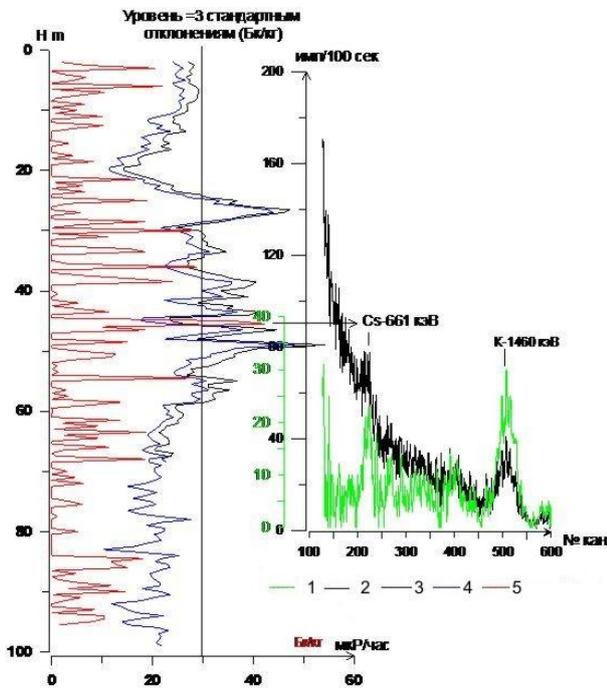
В 2009 г. вблизи (на расстоянии не более 5 - 10 м) устьев боевых скважин 1071 и 1326, где ядерные взрывы сопровождались нештатными выбросами, пройдены две скважины глубиной по 75 м с отбором керна. Глубина заложения заряда в скважине 1070 – 330 м, мощность заряда – 38 кТ; глубина двух зарядов мощностью 126 кТ в скважине 1326 - 530 м. Гамма-спектрометрическим каротажом не установлено значимых содержаний радиоцезия в стенках и керне этих скважин.

Условия изучения  $^{137}\text{Cs}$  на участке Балапан характеризуются тем, что глубина заложения ядерных зарядов (в среднем - 450 м) в несколько раз превышает глубину изученных скважин - гидрогеологических и специально пробуренных (глубина не более 65 – 100 м). В 2009 г. изучение миграции радиоцезия из полостей подземных ядерных взрывов было перенесено на участок Сары-Узень. Здесь глубина заложения ядерных зарядов составляла 220 - 300 м, а глубина доступных для исследования гидрогеологических скважин ~130 - 200 м, т.е. глубины сопоставимыми. На участке обследовано 11 структурных и гидрогеологических скважин. В 4-х гидрогеологических скважинах, расположенных вблизи боевых, обнаружены значимые содержания  $^{137}\text{Cs}$ . Это - скважины 104/1, 104/2, 110/14 и 125/2 (первые цифры обозначают номер боевой скважины). Гидрогеологические скважины находятся на расстоянии 100 - 150 м от боевых и имеют глубину 135 - 200 м. близкую к глубине заложения ядерных зарядов. Исходя из геометрии расположения скважин для дальнейшего изучения и мониторинга были выбраны сква-

жины в районе боевой скважины 104, где гидрогеологические скважины 104/1 и 104/2 расположены в створе с боевой на профиле восточного простирания. Параметры скважин приведены в таблице 2.

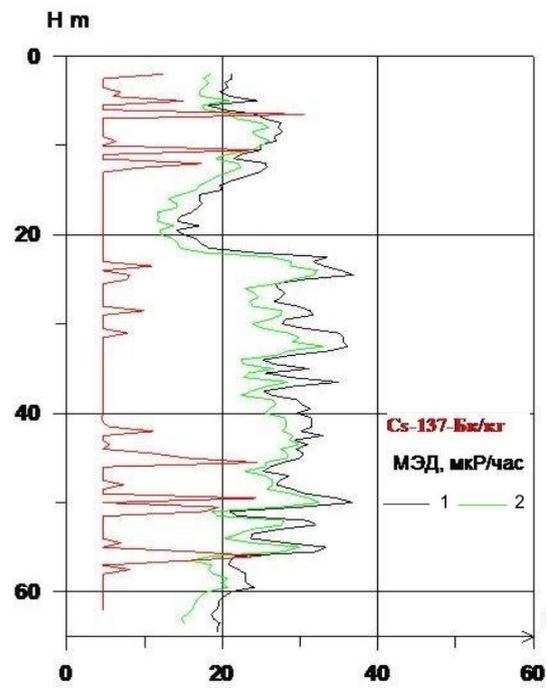
В 2011 г на этом же профиле между скв. 104/1 и 104/2 пробурена скважина 104/3, глубиной 165 м, в

которой выполнены гамма- и гамма-спектрометрический каротаж. Результаты гамма-спектрометрии за 2009 - 2011 гг приведены на рисунке 3, а поинтервальное сопоставление полученных данных - в таблице 3.



1 – измеренный спектр, 2 – спектр с вычетом фона, 3 – ГК-2006, 4 – ГК-2009, 5 – SGK-2009

Рисунок 1. Участок Балапан. Скважина 4018. Распределение МЭД (мкР/час), измеренное в 2006 и 2009 гг., и содержание Cs-137 (2009 г.)



1 – ГК- 4018/1 - 2006 г., 2- ГК-4018/1 - 2009 г.

Рисунок 2. Участок Балапан. Скважина 4018/1. Распределение МЭД (мкР/час) и Cs-137 (Бк/кг). Измерения 2006 и 2009 гг.

Таблица 1. Участок Балапан. Параметры гамма-поля в скважинах 4018 (2001 - 2009 гг.) и 4018/1 (2004 - 2009 гг.)

Параметр	Скважина 4018				Скважина 4018/1			
	2001	2005	2006	2009	2004	2005	2006	2009
Год проведения каротажа	19.2	26.5	29.4	25.9	16.5	22.7	25.7	22.6
Ср. МЭД, мкР/час	2.2	6.2	7.0	6.6	3.9	5.4	5.7	5.4
Ср. кв. откл. от среднего	11.7	23.5	23.7	26.5	23.6	23.7	22.1	23.9
Коеф. вариаций, % отн.	2001	2005	2006	2009	2004	2005	2006	2009

Таблица 2. Участок Сары-Узень. Параметры скважин, пробуренных на площадке боевой скважины 104

№№	Глубина гидрогеол. скв, м	Содерж. <sup>3</sup> H, Бк/л	№ боевой скв.	Расст. до боевой скважины, м	Глубина заряда, м	Мощн., кТ
104/1	137	46820	104	90	220	до 20
104/2	192	Нет данных	104	145	220	до 20

Таблица 3. Участок Сары-Узень. Скважины 104/1, 104/2. Поинтервальное сопоставление данных SGK по годам

№№	Скважина 104/1 (2009 – 2011 гг.)						Скважина 104/2 (2009 – 2011 гг.)					
	Глубина, м		Мощность	Содержание Cs-137 в Бк/кг			Глубина, м		Мощность	Содержание Cs-137 в Бк/кг		
	от	до		2009 г	2010 г	2011 г	от	до		2009 г	2010 г	2011 г
1	65.0	72.0	7.0	464	433	403	75.0	110.0	35.0	118	112	102
2	72.5	79.5	7.0	479	493	491	110.5	116.0	5.5	436	397	341
3	80.0	91.5	11.5	328	333	320	116.5	129.0	12.5	646	620	404
4	92.0	100.5	8.5	912	899	833	129.5	145.0	15.5	518	517	516
5	101.0	115.0	14.0	474	485	448	145.5	158.0	12.5	-	819	791
6	115.5	120.5	5.0	1074	1176	1091	158.5	181.5	23.0	-	995	790
7	121.0	131.5	10.5	13802	10073	10240	-	--	--	--	--	--
	среднее			2443	1988	1980	среднее				532	449

Из рисунка 3 видно, что, форма графиков распределения  $^{137}\text{Cs}$  по стволу скважин 104/1 и 104/2, полученных за эти годы практически одинакова, а из таблицы 3 следует, что содержание радиоцезия слабо меняется во времени. Однако следует отметить тенденцию систематического уменьшения содержания радиоцезия от года к году, которое особенно заметно проявилось в 2011 г. Уменьшение содержания радиоцезия в большей мере проявилось в призабойном интервале скважины 104/1, где отмечены максимальные содержания цезия (возможно, это вызвано искажающим влиянием шлама).

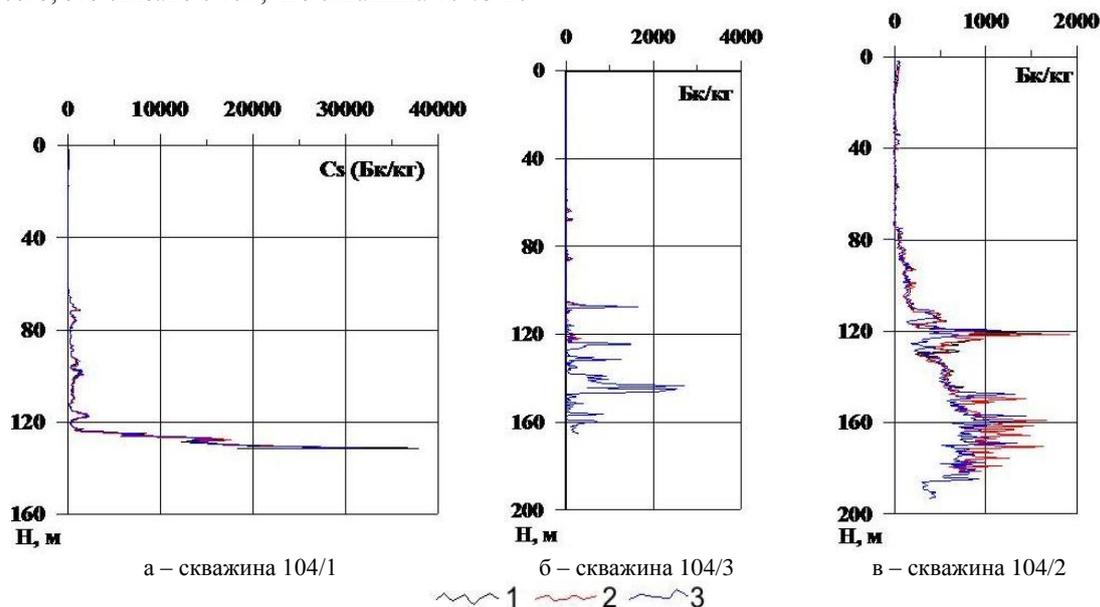
В скважине 104/2 эффект уменьшения содержания радиоцезия с годами выражен более четко. Распределение  $^{137}\text{Cs}$  по разрезам скважин 104/1 и 104/2 близко по своему характеру - здесь загрязнение выглядит в виде зоны с плавным увеличением содержания с глубиной. В скважине 104/3 распределение радиоцезия иное и характеризуется резкими переходами от нулевых содержаний к аномальным. Вероятнее всего, это связано с тем, что скважина 104/3 не

пересекла всю зону влияния ядерного взрыва и при дальнейшей ее проходке до глубины ~250 м возможен другой характер распределения.

Поинтервальное сопоставление результатов гамма-каротажа по годам приведено в таблице 4. Интервалы для сопоставления выделялись по характерным точкам графиков распределения гамма-поля по стволу скважины.

Из таблицы 4 видно систематическое уменьшение активности с годами, что полностью согласуется с данными СГК.

На основании приведенных данных можно предположить, что миграция радиоцезия происходит под воздействием гидрогеологических факторов в общем контексте миграционных процессов. Для выяснения природы миграционных процессов необходимо добурить скважины 104/2 и 104/3 до глубины 250 м с тем, чтобы пересечь всю зону влияния ядерного взрыва и пройти еще одну скважину в 25 м восточнее скважины 104/2.



Графики содержания  $^{137}\text{Cs}$ : 1 – 2009 г., 2 – 2010 г., 3 – 2011 г.

Рисунок 3. Участок Сары-Узень. Распределение  $^{137}\text{Cs}$  по стволу скважин

Таблица 4. Участок Сары-Узень. Скважины 104/1, 104/2. Поинтервальное сопоставление данных ГК по годам

№№ п.п.	Скважина 104/1						Скважина 104/2					
	Интервал, м		Мощность, м	Активность в мкР/час			Интервал, м		Мощность, м	Активность в мкР/час		
	от	до		2009 г	2010 г	2011 г	от	до		2009 г	2010 г	2011 г
1	2.0	64.5	62.5	16	11	15	2.5	20.5	18.0	15.1	12.3	11.5
2	65.0	72.0	7.0	38	29	31	21.0	50.5	28.5	12.2	10.4	10.4
3	72.5	81.0	8.5	31	24	26	51.0	75.5	24.5	14.3	12.5	11.8
4	81.5	90.0	8.5	30	23	25	76.0	102.5	26.5	18.3	15.6	14.5
5	90.5	96.5	6.0	49	37	39	103.0	116.5	13.5	26.6	21.7	20.6
6	97.0	113.0	16.0	42	31	33	117.0	129.0	12.0	39.3	31.9	26.1
7	113.5	123.5	10.0	50	36	39	129.5	145.5	16.0	27.3	22.1	21.6
8	124.0	128.0	4.0	475	404	314	146.0	150.0	4.0	39.8	32.7	31.0
9	128.5	130.5	2.0	772	679	435	150.5	181.5	31.0	39.1	31.6	30.2
Среднее	2.0	130.5	128.5	57	46	42	2.0	181.5	179.5	23.5	19.4	18.3

**СЕМЕЙ СЫНАУ ПОЛИГОНЫНДАҒЫ ЖЕРАСТЫ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАРДЫҢ  
ҚҰЫСТАРЫНАН РАДИОЦЕЗИЙ ЖЫЛЫСТАУ ТУРАЛЫ МӘСЕЛЕСІНЕ**

**Гринштейн Ю.А., Мурзадилов Т.Д., Распопов Н.Я.**

*ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттелері институты, Курчатов, Қазақстан*

Семей сынау полигоны Балапан және Сарыөзен учаскелерінің 22 құрылымдық және гидрогеологиялық ұңғымаларында 2004 - 2011 ж.ж. жүргізілген гамма-каротаж (ГК) және спектрметрлік гамма-каротаж (СГК) нәтижелерін шолуы жүргізілген. Өзірленген аппаратура мен каротаждың деректерін өңдеу әдістемелері  $^{137}\text{Cs}$  мөлшерін 14000 Бк/кг дейін тіркеуіне және  $^{137}\text{Cs}$  мөлшері тереңдігі мен уақыты бойынша өзгеру сипатын бағалауына мүмкіншілік берген. 1061 (Балапан) және 104 (Сарыөзен) ұңғымалары ауданында радиоцезий жылыстауы анықталған, бірақта бұл процесстің параметрлері әзірше анықталмаған.

**RADIOCESIUM MIGRATION FROM THE CAVITY OF UNDERGROUND  
NUCLEAR EXPLOSIONS AT THE SEMIPALATINSK TEST SITE**

**Yu.A. Greenstein, T.D. Murzadilov, O.V. Logvinov, N.Ya. Raspopov**

*Institute of Geophysical Researches NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan*

The results of  $\gamma$ -sampling ( $\gamma$ -S) and spectrometric  $\gamma$ -sampling (S $\gamma$ S) conducted in 2004-2011 in 22 core and hydrogeological wells of Balapan and Sary-Uzen sites at Semipalatinsk Test Site are observed in the article. Developed instrumentation and methods of sampling data processing allowed to record  $^{137}\text{Cs}$  content up to 14000 Bq/kg and to evaluate behavior of  $^{137}\text{Cs}$  content with the depth and time variations. Radionuclides release from wells #1061 (Balapan site) and #104 (Sary-Uzen site) has been identified, however, the specification of this process was not defined.

УДК 504.054:621.039.9

## К ВОПРОСУ ОБРАБОТКИ СПЕКТРОВ ПРИ СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКОМ ГАММА-КАРОТАЖЕ НА РАДИОЦЕЗИЙ

Гринштейн Ю.А., Мурзадилов Т.Д., Логвинов О.В.

*Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан*

Описан способ обработки гамма-спектров, регистрируемых с целью обнаружения  $Cs^{137}$ , путем разделения составляющих - фоновой (рассеянное жесткое излучение горных пород, в кристалле детектора, в промежуточной зоне между детектором и стенкой скважины) и сигнальной (излучение естественных и техногенных радионуклидов). Способ реализован в виде алгоритма и программы, опробован на различных участках проведения ПЯВ, показал повышение достоверности и точности определения содержания  $Cs^{137}$  в скважинах.

Как известно [1], регистрируемые спектры гамма-поля являются функцией отклика спектрометра. В соответствии с теоретическим представлением, функция отклика спектрометра связана с измеряемым спектром интегральным уравнением [1]:

$$B0(x) = \int_{t_n}^{t_b} \varphi(x, \tau) \cdot \psi(\tau) d\tau, \quad (1)$$

где  $B0(x)$  – функция отклика спектрометра;  $\psi(\tau)$  – спектр;  $\varphi(x, \tau)$  – плотность вероятности регистрации сигнала энергии « $x$ »,  $t_n$  и  $t_b$  – нижняя и верхняя границы шкалы энергий спектрометра.

Очевидно, что, если известна функция  $\varphi(x, \tau)$ , то задача расшифровки спектра сводится к решению уравнения (1) относительно спектра  $\psi(\tau)$ . Такие уравнения обычно относятся к так называемым математически не корректным задачам. Они имеют решения только в среднем, т. е. решения, которые в виду стохастической природы радиоактивного распада удовлетворяют (1) только на множествах меры нуль. Поэтому, здесь и далее, под решениями уравнения (1) имеются в виду только вероятностные решения.

При проведении спектрометрического гамма-каротажа (СГК) используются только сцинтилляционные спектрометры, поэтому рассмотрен только этот тип детектора, который позволяют производить измерения спектров с достаточно малой шириной линий. Это позволяет считать, что спектр  $\psi(\tau)$  близок к  $\delta(\tau)$  функции Дирака и уравнение (1) становится эквивалентным уравнению:

$$B0(x) = I(x) \cdot \varphi(x), \quad (2)$$

то – есть, аппаратный отклик спектрометра становится пропорциональным функции  $\varphi(x, x)$  – плотности вероятности регистрации сигнала энергии « $x$ » ( $B0$  – интенсивность линии). Такой отклик в спектрометрии принято называть аппаратной формой линии спектрометра (АФЛ).

Из анализа механизма взаимодействия гамма-излучения с веществом следует, что аппаратный спектр формируется из двух составляющих. Первая

из них – фоновая, формируется из жесткого гамма-излучения, рассеянного в анализируемой среде и детекторе. Многократно рассеиваясь, излучение накапливается в левой (низко энергетической) части спектра. Этот эффект в литературе, посвященной взаимодействию гамма-излучения с веществом, называют «фактор накопления». Вторая составляющая спектра представлена фотопиками полного поглощения в детекторе линий, излучаемых радиоактивными элементами. Фотопики и несут в себе информацию о характеристиках излучающих элементов. В условиях скважинных измерений интенсивность фоновой составляющей в значительной степени зависит как от содержания излучающих элементов ( $Cs$ ,  $Ra$ ,  $K$ ,  $Th$ ), так от изменения диаметра скважины (кавернозности) и особенностей и параметров промежуточной зоны, отделяющей анализируемую среду от детектора (промывочная жидкостью различного состава). В общем случае изменение интенсивности фоновой составляющей приводит к изменению скорости счета в пиках полного поглощения. Следовательно, для исключения этого влияния необходимо создать фильтр, разделяющий спектр на фоновую и информационную составляющие.

Исходя из изложенного, и на основании общих априорных и физических соображений сформулирована математическая концепция оценки фоновой составляющей для аппаратного спектра, регистрируемого гамма-излучения. В соответствии с этой концепцией фоновая составляющая должна удовлетворять следующим условиям:

- во всем энергетическом интервале (на шкале каналов) измерений величина фона должна быть величиной положительной;
- фоновая составляющая должна быть монотонной функцией, так как число многократно рассеянных фотонов монотонно нарастает с уменьшением энергии в зависимости от интенсивности и энергии высокоэнергетических фотонов;
- в интервале энергетической ширины отдельной спектральной линии фоновую составляющую можно формально проинтерпретировать линейной зависимостью (ширина

спектральной линии существенно меньшая по сравнению с рабочим интервалом энергий спектрометра);

- реальная амплитуда спектральной линии должна определяться как превышение приборного счёта над фоновой составляющей (согласно определению понятия фона).

Перечисленных условий достаточно для создания наиболее приемлемого и просто реализуемого варианта алгоритма вычисления фоновой составляющей для приборного спектра. Естественно, такой фон будет представлен в виде некоторой кусочно-непрерывной, монотонной линии, состоящей из отдельных отрезков прямых (сплайн).

Предложен и реализован следующий алгоритм разделения спектра на фоновую и аналитическую составляющие:

- на цифровой аппаратурной записи спектра определяется точка (канал), где скорость счёта минимальна. Обычно эта точка (канал) расположена в самой высокоэнергетической области спектра, т.е. в его правой части;

- из данной точки проводится семейство прямых линий в системе координат энергия (№ канала) – счёт, соединяющих выделенную точку с остальными точками спектра;

из всего данного семейства выбирается такая прямая, которая будет иметь минимальный угловой коэффициент. Очевидно, что данная прямая будет некоторой касательной к спектру, так, что весь спектр будет располагаться выше точки касания;

- определяются координаты точек касания полученной прямой, которые принимаются за исходные;

повторяется вышеописанная операция над данными, принятыми за исходные, в результате чего получают последующие точки касания. Операции продолжают до тех пор, пока последняя точка касания не выйдет к каналу, заданному оператором;

- точки касания соединяются кусочно-непрерывными отрезками прямых, в результате чего получается некоторая ломанная монотонная кривая, которая и будет представлять низкочастотную (регулярную) составляющую спектра - региональный фон;

выполняется вычитание регионального фона из исходной записи, в результате чего определяется аналитическая (информативная) часть спектра.

На рисунке 1 приведен пример типичного аппаратного спектра, полученного при измерении на модели скважины, содержащей радиоцезий (1180 Бк/кг), радий (1073 Бк/кг), калий (1046 Бк/кг) и торий (2207 Бк/кг). На этом же рисунке показан результат обработки спектра по описанному выше алгоритму.

Как видно из рисунка, после обработки линии полного поглощения визуально стали более контрастными, при этом стала видна линия радия с энергией 351 кэВ, которая на исходном спектре выглядела как флуктуация фона.

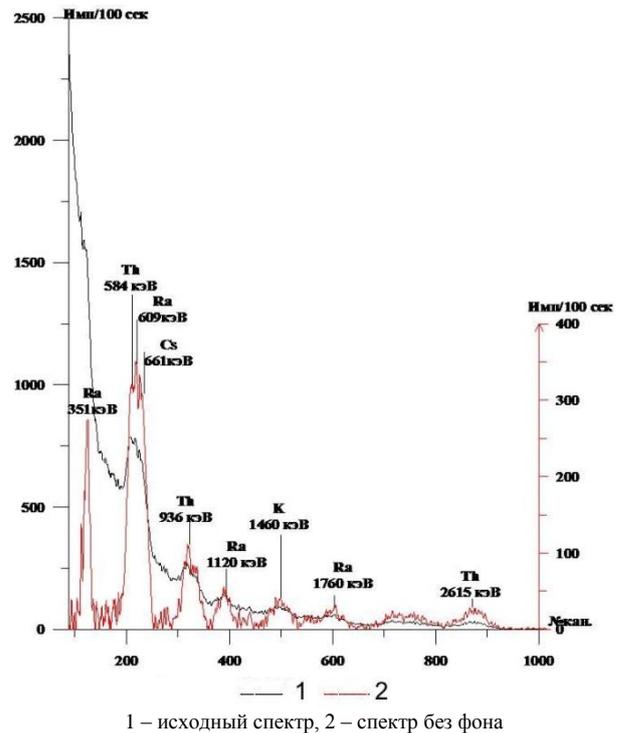


Рисунок 1. Аппаратный спектр модели, содержащей Cs, K, Ra, Th

Дальнейшая обработка аппаратного спектра ориентируется только на его информативную часть. При этом используется способ [2] выделения фотопика  $^{137}\text{Cs}$  из суммарного фотопика, образующегося при регистрации излучения тория (584 кэВ), радия (609 кэВ) и цезия (661 кэВ). Способ основан на том, что в области энергий излучения цезия нет других излучателей и, следовательно, при отсутствии радиоцезия счет в канале его измерения будет стремиться к нулю. То есть может быть записано следующее аналитическое выражение:

$$C_{\text{Cs}} = (J_{\text{Cs,изм.}} - k_1 * J_{\text{K,изм.}} - k_2 * J_{\text{Ra,изм.}} - k_3 * J_{\text{Th,изм.}} - A_0) / K, \quad (3)$$

где  $C_{\text{Cs}}$  – содержание  $^{137}\text{Cs}$ ;  $J_{\text{Cs,изм.}}$ ,  $J_{\text{K,изм.}}$ ,  $J_{\text{Ra,изм.}}$ ,  $J_{\text{Th,изм.}}$  – измеренные счета в аналитических «окнах», соответствующих излучению цезия, калия, радия и тория;  $A_0$  – свободный член;  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $k_3$  – коэффициенты вкладов в канал цезия излучения калия, радия и тория, соответственно;  $K$  – чувствительность метода в имп/Бк.

Аналитические «окна» выбираются таким образом, чтобы центры фотопиков измеряемых элементов располагались в центре соответствующего «окна», т.е. для цезия ( $E=661$  кэВ) – границы «окна» – (600 - 720) кэВ, для калия,  $E=1460$  кэВ – (1400 - 1520) кэВ, для радия,  $E=1760$  кэВ – (1700 - 1820) кэВ и для тория,  $E=2615$  кэВ – (2500 - 2700) кэВ. Коэффициенты вкладов рассчитываются методом наименьших квадратов исходя из предпосылки, что в уравнении (3)  $C_{\text{Cs}}=0$ , т.е. расчет производится по замерам, приуроченным к участкам скважины, где по результатам визуального анализа спектров мож-

но быть уверенным в отсутствии значимых содержаний  $^{137}\text{Cs}$ . Впервые эта методика использована при проведении SGK в наблюдательных скважинах участка «Лира» № 4 КН и № 12 КН по договору с Институтом ядерной физики Республики Казахстан [3]. Исследованные скважины расположены на территории газо-конденсатного месторождения Карачаганак в районе аварийной скважины 5 РТК, где 21.07.84 г был проведен ядерный подземный взрыв мощностью 15 кТ на глубине 844 м с целью создания технологической подземной емкости. По результатам SGK и с использованием методики интерпретации [2] в скважине 12 КН, расположенной в 560 м от боевой скважины, было установлено значимое содержание  $^{137}\text{Cs}$  на глубине 870 - 880 м. Однако заказчик, ссылаясь на визуальное отсутствие фотопика радиоцезия в зарегистрированных спектрах, признал вывод о присутствии значимых содержаний цезия в разрезе скважин не корректным, а вывод о миграции радиоцезия из полости взрыва – не обоснованным.

После разработки новой методики учета фоновой составляющей, обработка спектров по участку «Лира» была проведена заново. На рисунке 2 приведен пример результатов переобработки спектра, измеренного на глубине 875.5 м в скважине 12 КН.

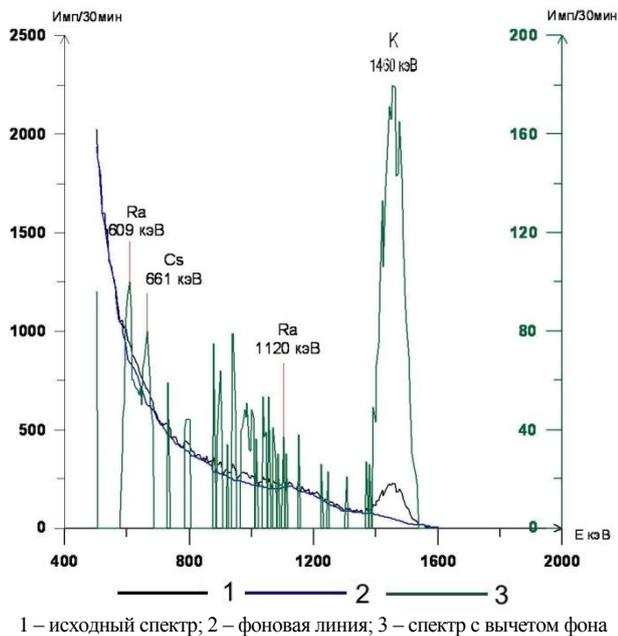


Рисунок 2. Участок Лира. Скважина 12 КН. Измеренный спектр на глубине 875.5 м и результаты его обработки по новой методике

Из рисунка 2 видно, что после вычитания фоновой составляющей, рассчитанной по новой методике, четко выделяются фотопики радия (609 кэВ) и цезия (661 кэВ), которые на исходном спектре выглядят как флуктуации фона. Тем самым еще раз подтверждается факт миграции  $^{137}\text{Cs}$  из полости взрыва в соляном массиве скважины 12 КН на рас-

стояние не менее 560 м. К сожалению, из-за прекращения работ остался не выясненным механизм миграции - возникло ли выявленное загрязнение в момент взрыва путем проникновения газовой составляющей по трещинам откола, или позже - путем переноса продуктов взрыва водными флюидами.

При проведения полевых работ было установлено, что влияние фоновой составляющей не только снижает визуальную проявленность фотопиков цезия, но иногда может привести к возникновению ложных аномалий. Одним из таких примеров являются результаты SGK в скважине 1-G на территории Института геофизических исследований. Скважина имеет глубину 65 м и следующую конструкцию: внешняя обсадная труба (диаметр 320 мм, толщина стенки 8 мм) перекрывает ствол до глубины 6 м; внутренняя обсадная труба (диаметр 220 мм, толщина стенки 6 мм) - до глубины 20 м; открытый ствол диаметром 160 мм - в интервале глубин от 20 до 65 м; воздушный зазор между внешней и внутренней обсадными колоннами – 42 мм. Уровень грунтовых вод в скважине – 6 м. В результате спектрометрического гамма-каротажа в интервалах глубин 0 - 5 м и 35 - 45 м выявлено аномальное содержание калия, которое сопровождается синхронным ростом счета в канале измерения  $^{137}\text{Cs}$ . При этом, в нижней части скважины (35 - 45 м) счет в цезиевом канале составил около 0.7 от интенсивности счета в калиевом канале, а содержание цезия, определенное по стандартной методике (формула 3), находится в пределах  $\pm 5$  Бк/кг (не превышает порога чувствительности метода). В то же время в приустьевой части скважины (0 - 5 м)) счет в цезиевом канале в 1.2 раза превысил интенсивность калиевого излучения, а содержание  $^{137}\text{Cs}$  составило 28 Бк/кг (относится к значимым величинам). Для выяснения природы этой аномалии были отобраны две пробы грунта: непосредственно около устья скважины, из закопашки глубиной 0.5 м вблизи внешней обсадки. Лабораторный спектрометрический анализ показал отсутствие радиоцезия в обеих пробах.

Сопоставление и анализ спектров показал, что в спектре, измеренном на глубине 39.5 м, интенсивность калиевого излучения выше, чем в спектре, измеренном на глубине 2.5 м. В то же время, в приустевом спектре интенсивность излучения в мягкой области спектра, соответствующей области измерения излучения цезия, выше, чем у спектра, измеренного на глубине 39.5 м. Этот факт, наиболее вероятно, связан с аномально высоким рассеянием излучения калия на конструкциях устьевой части скважины, так как здесь имеется воздушный промежуток между внутренней и внешней обсадными трубами, который создает благоприятные условия для комптоновского рассеяния и связанного с этим эффектом возрастания фактора накопления. Ложная аномалия радиоцезия возникла как результат вклада рассеянного излучения калия в канал цезия, рассчи-

танный для стандартной конструкции скважины. При вычитании фоновой составляющей, определенной по предложенному способу, эффект ложной аномалии исчез.

Необходимо отметить, что после вычитания фона коэффициент вклада калия в канал измерения цезия уменьшился в 30 раз и коэффициент корреляции между аналитическими счетами цезия и калия уменьшился от 0.8 до 0.2. И если раньше в градуировочный массив, на базе которого определялись коэффициенты вкладов, отбирались интервалы, где отсутствовал цезий, а содержание калия соответствовало

его среднему уровню, то с применением предлагаемого способа изменением содержания калия можно пренебречь. Кроме того, вычитание фоновой составляющей позволило устранить влияние изменения диаметра скважины на результаты каротажа.

Авторы надеются, что методика обработки гамма-спектров, приведенная в данной статье, найдет применение при проведении полевых гамма-спектрометрических съемок и в агро-гамма-спектрометрии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Волков, Н. Г. Методы ядерной спектрометрии / Н. Г. Волков, В. А. Христофоров, Н. П. Ушакова // М: «Энергоиздат», 1990.
2. Гринштейн, Ю. А. Методика спектрометрического гамма-каротажа для определения содержания  $^{137}\text{Cs}$  в скважинах / Ю. А. Гринштейн, И. М. Хайкович // Вестник НЯЦ РК, 2004. – № 4(20) – С. 9 - 14.
3. Выявление гидродинамической связи полости ТК-5 с подземными водами участка объектов Лира - контракт 33(01.03.2001): отчет о НИР (заключительный)/ Институт геофизических исследований НЯЦ РК: рук. Мелентьев М.И.. – Курчатов, 2001. – 58 с.

#### РАДИОЦЕЗИЙГЕ СПЕКТРМЕТРЛІК ГАММА-КАОРТАЖЫНДА СПЕКТРЛЕРДІ ӨНДЕУІНЕ

Гринштейн Ю.А., Мурзадилов Т.Д., Логвинов О.В.

*ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттелері институты, Курчатов, Қазақстан*

$\text{Cs}^{137}$  табу мақсатында тіркелетін гамма-спектрлерін құрастырушыларын – аялық (таужыныстардың, детектор кристаллында, детектор мен ұңғыма қабырғасы арасындағы зонада шашыраған қатқыл сәуле шығаруы) және сигналдық (табиғи және техногенді радинуклидтердің сәуле шығаруы) – бөлу жолымен өңдеу тәсілі сипатталады. Бұл тәсілі алгоритмдер мен программалар түрінде іске асырылған, ЖЯЖ жүргізілген әр түрлі учаскелерінде сынамаланған, ұңғымаларда  $\text{Cs}^{137}$  мөлшерін анықтау нақтылығы мен дәлдігі жоғарлауын көрсеткен.

#### SPECTRUM PROCESSING IN RADIOCESIUM SPECTROMETRIC GAMMA-SAMPLING

Yu.A. Greenstein, T.D. Murzadilov, O.V. Logvinov

*Institute of Geophysical Researches NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan*

The paper illustrates a method of processing of gamma-spectrums recorded to detect  $\text{Cs}^{137}$  by division into background subspectrum (hard diffuse radiation of rocks in the detector crystal in interspace between detector and wall of a borehole) and signal subspectrum (radiation of natural and technogenic radionuclides). This method was implemented in the way of algorithm and dedicated program, it was tested at different UNE sites and proved to be of higher reliability and accuracy to measure concentrations of  $\text{Cs}^{137}$  in boreholes.

УДК 550.34:621.039.9

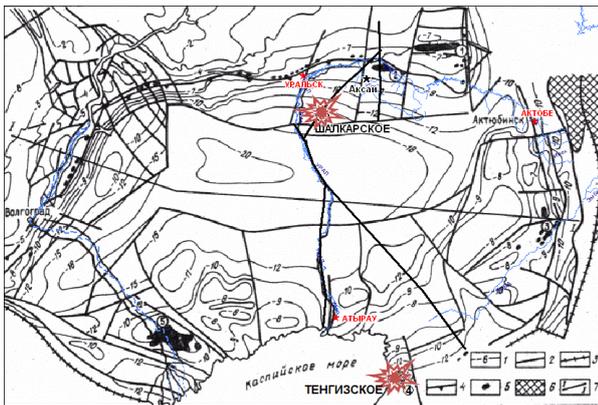
## ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ТЕХНОГЕННОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В РАЙОНЕ ТЕНГИЗСКОГО НЕФТЕГАЗОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ 21 ФЕВРАЛЯ 2011 ГОДА

Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Коломиец М.В.

Геофизическая служба РАН, Обнинск, Россия

Представлены результаты регистрации, анализа записей волновых форм сигналов и уточнения параметров техногенного землетрясения в районе Тенгизского нефтегазового месторождения 21 февраля 2011 г., зарегистрированного станциями Северного Кавказа и Урала. Оценена возможность использования спектральных дискриминантов, рассчитанных по сейсмограммам станций, удаленных от события на 580 км и 610 км.

21 февраля 2011 г. в Атырауской области Казахстана, в районе Тенгизского нефтяного месторождения станциями Геофизической службы РАН было зарегистрировано землетрясение с  $m_b=4.3$  (рисунок 1). Это уже второе заметное землетрясение в Западном Казахстане за последние 3 года после Шалкарского землетрясения 26 апреля 2008 г. [5] (рисунок 1), хорошо зарегистрированного сейсмической сетью ГС РАН.



1 – изогипсы поверхности фундамента, км; 2 – разлом; 3 – тектонический шов; 4 – нижнепермский бортовой уступ; 5 – месторождение УВ (цифры в кружках): 1 – Оренбургское, 2 – Карачаганак; 3 – Жанажол; 4 – Тенгиз; 5 – Астраханское. 6 – выходы складчатых пород Урала; 7 – линия геологического профиля

Рисунок 1. Положение эпицентра Шалкарского и Тенгизского землетрясений на схеме поверхности фундамента Прикаспийской впадины из [5]

### МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПО ДАННЫМ СМИ

Информационное агентство «КАЗИНФОРМ» (23 февраля 2011, Андрей Соколов) [6] сообщило: «... по словам одного сотрудника ТОО «Тенгизшевройл» ТШО, с которым удалось связаться по телефону, в кабинетах кресла на колесах, в которых никто не сидел, вдруг начали перемещаться. Задремужала посуда. Многие люди, даже если они не почувствовали землетрясения, ощутили дискомфорт». Это же информационное агентство сообщало, что, по мнению местного ученого Муфтахы Диарова, ничего удивительного в произошедшем нет. Тенгизское нефтяное подсолевое месторождение расположено

на тектонически активном участке. Поэтому подвижка в земной коре вполне естественна. Но не исключается, что землетрясение имеет техногенный характер, и причина его – в интенсивной разработке месторождения. Только в 2010 г. ТОО «Тенгизшевройл», разрабатывающее в Атырауской области Тенгизское и расположенное поблизости Королевское месторождения, добыло 25,9 млн. тонн нефти (207 млн. баррелей)».

### ПАРАМЕТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Параметры землетрясения оперативно определены в ССД Информационно-обрабатывающего центра (ИОЦ) ГС РАН в г. Обнинске с использованием станционных данных, полученных с десяти цифровых сейсмической станции. По четырем из них поступили данные в виде автоматически выделенных вступлений из Центра сбора и обработки специальной сейсмической информации ИГИ НЯЦ РК. Среди них ближайшие станции, используемые в локации, расположены на расстоянии примерно в  $\Delta=5.5^\circ$ . Это станции АКТК – «Актыубинск» и АВ31 – центральный элемент сейсмической группы «Акбулак». В виде автоматических вступлений из Международного центра данных (ИДЦ) СТВТО поступили данные сейсмических групп – FINES, YKA. В режиме, близком к реальному времени, поступили записи четырех станций BRVK, KURK («Боровое» и «Курчатов», Казахстан), ААК («Ала-Арча», Кыргызстан) и KRAR («Красноярск», Россия). Данные станций, позволили быстро определить положение эпицентра, время возникновения и магнитуду по объемным волнам. Однако все эти станции находятся в узком азимутальном створе ( $33 - 95^\circ$ ) относительно эпицентра события, что ограничило точность определения координат гипоцентра. На необходимость уточнения указывали и результаты сопоставления параметров, полученные другими центрами (таблица 1).

Положение эпицентра землетрясения (рисунок 2) по данным ИОЦ ГС РАН, ИДЦ, ЦСОСЦИ и EMSC расположены в пределах 50 км зоны. Почти все Центры использовали данные сетей неудовлетворительно окружающих эпицентр ( $GAP=257^\circ-350^\circ$ ). Наилучшее окружение использовано в REB ИДЦ – азимутальная брешь составляла  $GAP=154^\circ$ .

**ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ТЕХНОГЕННОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ  
В РАЙОНЕ ТЕНГИЗСКОГО НЕФТЕГАЗОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ 21 ФЕВРАЛЯ 2011 ГОДА**

Таблица 1. Основные параметры землетрясения 21.02.2011 по данным различных сейсмологических центров

Центр	Дата Время	Широта	Долгота	Глубина, км	Число станций	GAP	Магни- уда
ИОЦ ГС РАН	21-02-2011 09:03:18.5	45.9	53.39	20	10	227	mb=4.3
СТВТО IDC REB	21-02-2011 09:03:20.15	46.178	53.4023	0f	15	154	mb=3.7
ЦСОССИ ИГИ НЯЦ РК	21-02-2011 09:03:25.6	46.19	54.09	1	6	291	mb=3.7
EMSC	21-02-2011 09:03:21.9	45.91	53.53	30	18	257	mb=4.1
RSSC ANAS	21-02-2011 09:03:14.6	47.09	52.16	30	11	340	ML=4.1

Примечание: ИОЦ ГС РАН – Информационно-обрабатывающий центр ГС РАН; IDC СТВТО– Международный центр данных ОДВЗЯИ, Австрия, Вена; ЦСОССИ ИГИ НЯЦ РК – Центр сбора и обработки специальной сейсмической информации Института геофизических исследований Национального ядерного центра Республики Казахстан; EMSC – Европейско-Средиземноморский сейсмологический центр; RSSC ANAS – Республиканский Центр Сейсмологической Службы Национальной Академии Наук Азербайджана

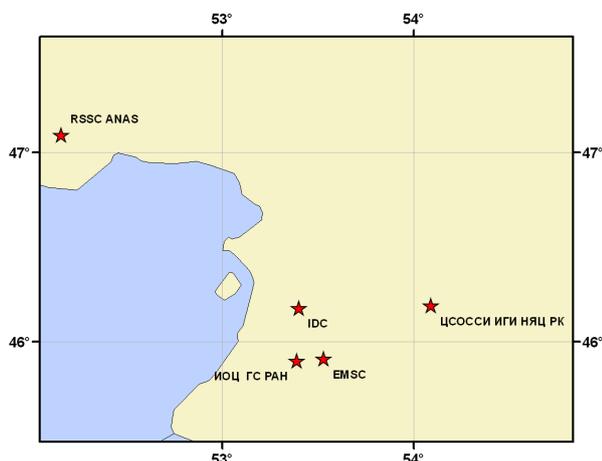


Рисунок 2. Положение эпицентра землетрясения 21 февраля 2011 г. по данным различных Центров

**УТОЧНЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ  
21 ФЕВРАЛЯ 2011 ГОДА**

Для уточнения параметров землетрясения были привлечены цифровые записи сейсмостанций ГС РАН, расположенных в двух прилегающих регионах - на Северном Кавказе и Урале. Они позволили получить записи этого землетрясения на расстояниях  $\Delta=5.5^\circ\div 13.2^\circ$  (станции на Урале) и  $\Delta=6.0^\circ\div 8.2^\circ$  (станции на Северном Кавказе) - в других азимутальных направлениях (рисунок 3).

На записях этих станций, а также на записях платформенных станций «Саратов» (SARR)  $\Delta=7.5^\circ$  и «Михнево» (MHVAR)  $\Delta=13.2^\circ$  (ИДГ РАН) были выделены не только первые вступления *P*-волны, но и вторичные фазы в группе поперечных волн, которые были использованы при уточненной локации.

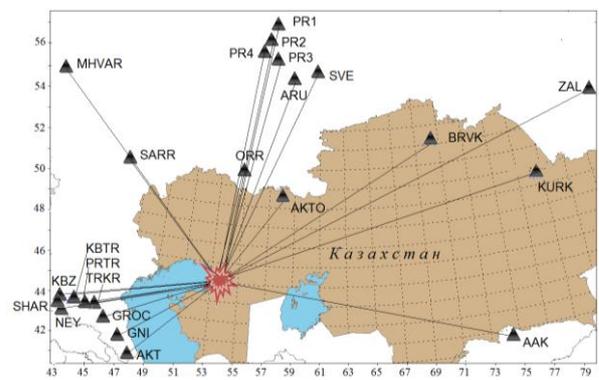


Рисунок 3. Схема расположения сейсмических станций, использованных при уточнении параметров землетрясения 21 февраля 2011 г. в районе Тенгизского месторождения

Отмечается следующие особенности записей землетрясения северо-кавказскими станциями:

- на записях отсутствуют характерные для континентальных событий каналовые *Lg*-волны, так как трассы «очаг – станция» (рисунок 3) пересекают на более чем 50% пути акваторию Каспийского моря;
- максимальные амплитуды на всех записях связаны с *Sn*-волной в довольно широком диапазоне частот –  $\Delta f=1-5$  Гц;
- на записях чаще всего отсутствует *Pg*-волна, как например, на записях станции «Хабаз» (KBZ) и Шиджатмаз (SHAR),  $\Delta=7.8^\circ$   $\Delta=8^\circ$ , соответственно (рисунок 4), или слабо выражена, как, например на записи станции «Нейтрино» (рисунок 5), расположенной в штольне Баксанской нейтринной обсерватории и расположенной на расстоянии  $\Delta=8.2^\circ$ .

**ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ТЕХНОГЕННОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ  
В РАЙОНЕ ТЕНГИЗСКОГО НЕФТЕГАЗОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ 21 ФЕВРАЛЯ 2011 ГОДА**

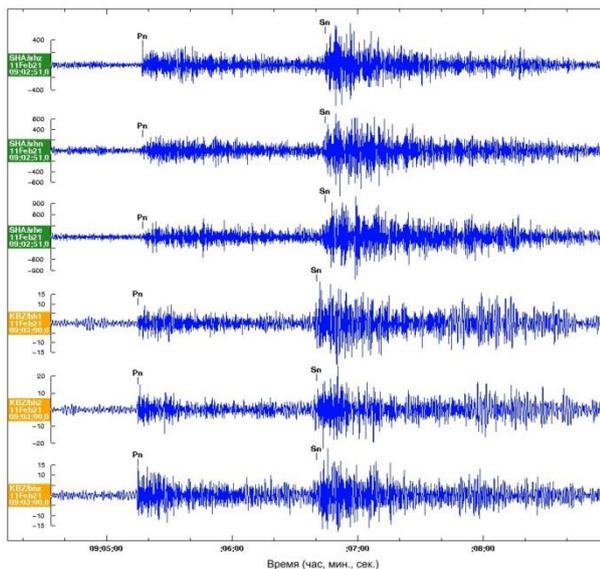


Рисунок 4. Записи землетрясения 21 февраля 2011 г. станциями «Шиджатмаз» и «Хабаз», отфильтрованные в полосе частот 0.6–5 Гц

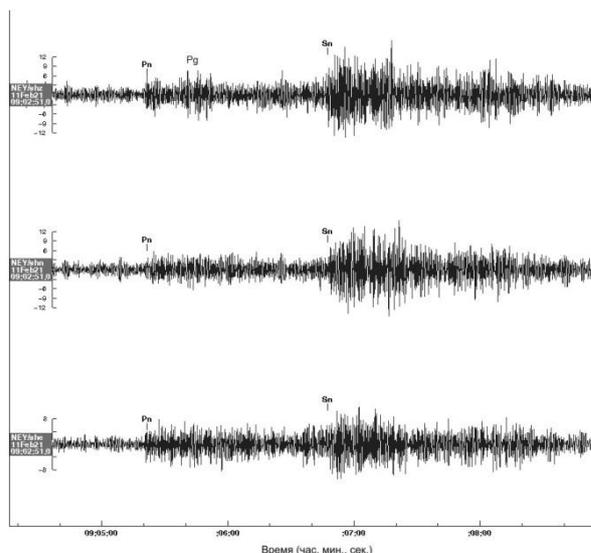


Рисунок 5. Записи землетрясения 21 февраля 2011 г. станцией «Нейтрино», отфильтрованные в полосе частот 1–5 Гц

Трассы на сеймостанции Уральского региона проходят по платформенной территории, но, несмотря на это, на их записях также не наблюдаются Lg-волны. Вероятно, это связано с прохождением трассы через значительную часть Прикаспийской впадины с мощными соляными отложениями. Максимальные амплитуды на всех записях связаны с Sn-волнами. На записях также отсутствуют Pg-волны. Однако Pn-волна более выражена и при фильтрации в полосе частот  $f=1\div 5$  Гц имеет амплитуды, сопоставимые с Sn-волной (рисунок 6). В целом записи этих станций довольно зашумлены.

Записи Тенгизского землетрясения 21 февраля 2011 г. казахстанскими станциями «Актюбинск» и «Боровое» имеют иную картину: относительно высокочастотная, но малоамплитудная Pn – волна и сопоставимые по энергии Sn- и Lg-волны. Lg – волна хорошо выражена в полосе частот 0.7–1.4 Гц (рисунок 7 и 8).

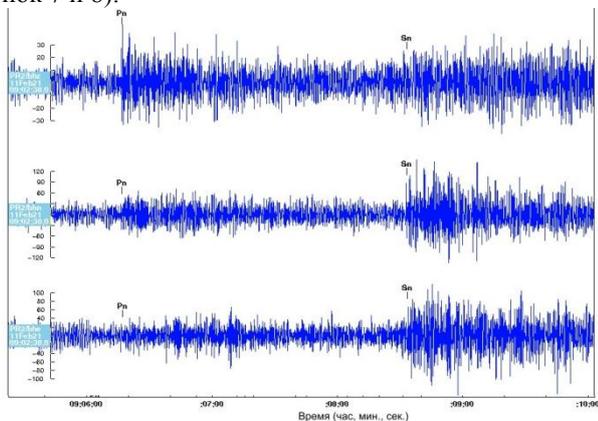


Рисунок 6. Записи землетрясения 21 февраля 2011 г. станцией «Романово» (PR2), отфильтрованные в полосе частот 1–5 Гц

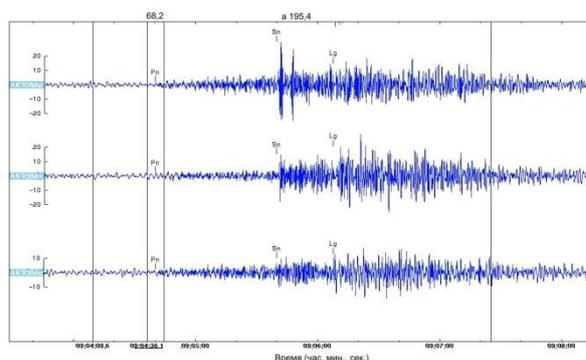
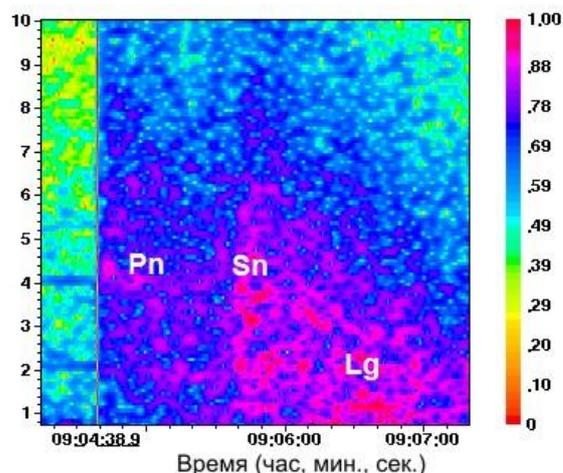


Рисунок 7. Записи землетрясения 21 февраля 2011 г. станцией «Актюбинск», отфильтрованные в полосе частот 0.7–1.4 Гц



Ось ординат – частота, ось абсцисс – время. Относительная спектральная мощность показана согласно цветовой легенде (нормировка по максимальному значению)

Рисунок 8. Спектрограмма записи землетрясения 21 февраля 2011 г. станцией «Актюбинск»

**ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ТЕХНОГЕННОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ  
В РАЙОНЕ ТЕНГИЗСКОГО НЕФТЕГАЗОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ 21 ФЕВРАЛЯ 2011 ГОДА**

Выделенные на записях вступления сейсмических фаз использованы при уточнении координат гипоцентра землетрясения (таблица 2). Обработка волновых форм и локация события проведены с помощью программы Geotool [7], предоставляемой СТВТО национальным центром.

Уточнение проведено по 50 фазам, выделенным на записях 26 станций. Максимальная азимутальная брешь в уточненном решении составила  $GAP=127^\circ$ , ошибка по глубине оценена как  $\delta h=\pm 0.8$  км. Полученное решение оказалось близким к решению, приведенному в бюллетене REB IDC. Таким образом, использование дополнительных данных позволило уменьшить эллипс ошибок. Согласно расчетам очаг располагается вблизи земной поверхности.

**СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДИСКРИМИНАНТЫ**

Спектральные исследования в соответствии с методикой [4] проведены по записям двух ближайших станций: «Оренбург» (ORR) и «Актюбинск» (АКТО), отстоящих на расстояния  $\Delta=5.5^\circ$  и  $\Delta=5.2^\circ$ , соответственно.

Предварительно проведено сопоставление уровня шума и сигнала для установления полосы частот, в которой исследование отношения спектров сейсмических фаз будет корректным. Установлено, что вступление  $Pn$ -волны на записях станции «Оренбург» выделяется отчетливее при фильтрации в полосе частот 1.5–3.5 Гц (рисунок 9). Действительно, при сравнении спектров этой волны и шума, отмечается их различие именно в этой полосе (рисунок 10), что следует учесть при построении отношения спектров  $P$  и  $S$ -волн. Напротив, спектральная мощность  $Sn$ -волны значительно превышает мощность шума в более широкой полосе частот (рисунок 11).

Как уже отмечалось, на записи землетрясения станцией «Актюбинск» выделяются довольно отчетливо фазы  $Pn$ ,  $Sn$  и  $Lg$  (рисунок 8). Кроме того, при частоте дискретизации 40 Гц на этой станции частотный диапазон записи более широкий. Это позволило рассчитать спектральные отношения вплоть до 15 Гц и сравнить их с полученными в [4].

Таблица 2. Уточненные параметры гипоцентра землетрясения 21 февраля 2011 г. в сравнении с бюллетенем REB IDC

Дата	Время	Ошибка	RMS	Lat	Long	Smaj	Smin	Az	Глубина	Источник
2011/02/21	09:03:20.15	0.89	1.06	46.1780	53.4023	17.7	8.1	148	0.0f	IDC
	09:03:20.36	1.00	1.09	46.2030	53.4060	15.8	6.6	140	1.43	ГС РАН

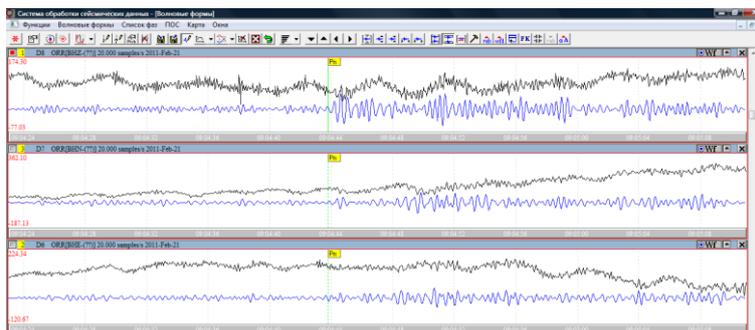


Рисунок 9. Выделение  $Pn$ -волны на записи станции «Оренбург» при фильтрации в полосе частот 1.5–3.5 Гц

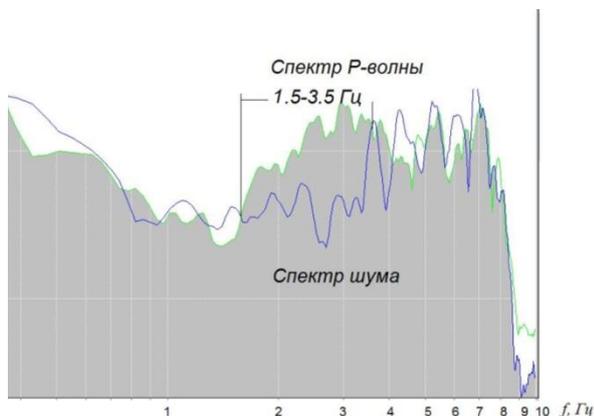


Рисунок 10. Соотношение спектров шума и сигнала  $Pn$ -волны в 15-секундном интервале от начала записи

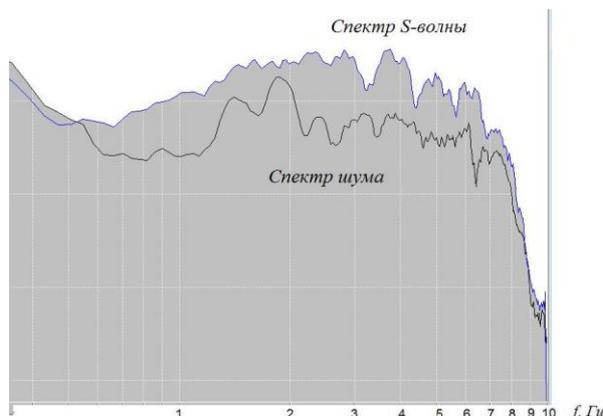
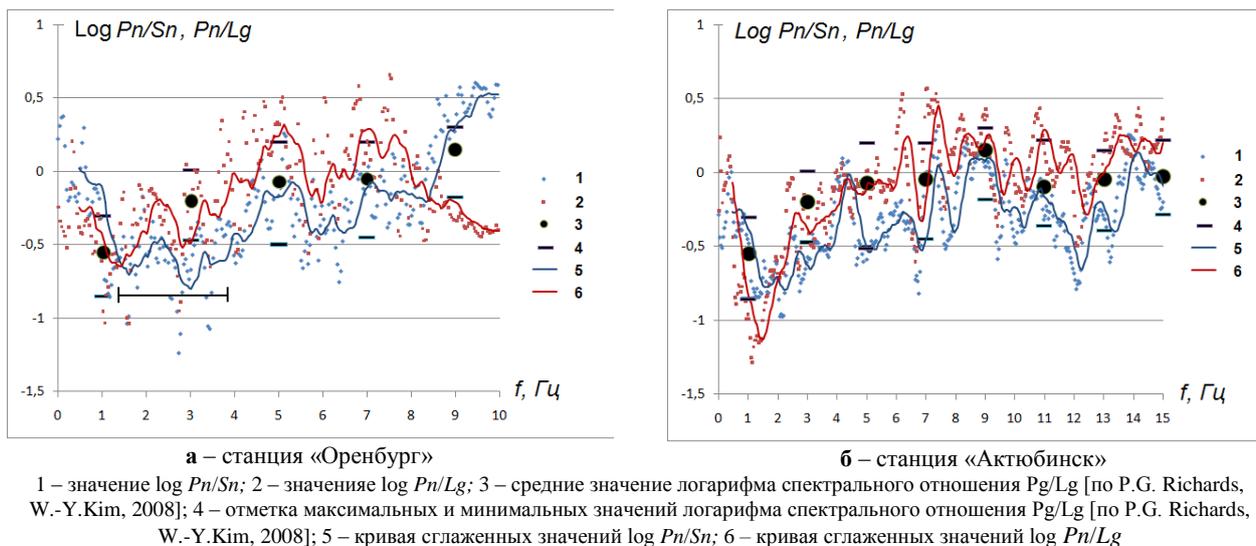


Рисунок 11. Соотношение спектров шума и сигнала  $Sn$ -волны в 15-секундном интервале от вступления фазы



*Рисунок 12. Зависимость значений логарифма спектрального отношения  $Pn/Sn$  и  $Pn/Lg$  от частоты по трехкомпонентным записям двух станции*

На рисунке 12 представлены распределения значений  $\log Pn/Sn$  и  $\log Pn/Lg$  от частоты для суммарных трехкомпонентных записей землетрясения 21 февраля 2011 г. станциями «Оренбург» и «Актюбинск». Здесь же приводится построенная P.G. Richards, W.-Y. Kim зависимость значений логарифма спектрального отношения  $Pg/Lg$  от частоты для восьми дискретных значений частот (Гц): 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13, 15 по трехкомпонентной записи для землетрясений в районе Китая и Северной Кореи [4].

Графики зависимости значений логарифма спектральных отношений  $Pn/Sn$  и  $Pn/Lg$  показывают, что и на станции «Оренбург» и на станции «Актюбинск» получены типичные для землетрясений в других регионах зависимости. Для «Оренбурга» уверенно о таком поведении графика можно говорить в полосе частот 1.5–3.5 Гц, как для отношений  $Pn/Sn$ , так и  $Pn/Lg$ . Это связано со спектром  $Pn$ , который показывает, что за рамками этой полосы он сопоставим со спектром шума (рисунок 10). График по данным «Актюбинска» как для отношений  $Pn/Sn$  так и  $Pn/Lg$  полностью укладывается в допустимый

коридор значений  $\log Pg/Lg$ , установленный для землетрясений P.G. Richards, W.-Y. Kim.

Таким образом, исследование спектральных особенностей записи сейсмического события 21 февраля 2011 г. позволяет отнести это событие к классу землетрясений. Небольшая глубина, при которой получено наиболее устойчивое статистическое решение, позволяет подтвердить возможную техногенную природу этого землетрясения.

#### **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Рассматриваемое событие в районе Тенгизского нефтегазового месторождения 21.02.2011 г. имело сравнительно небольшую магнитуду  $m_b=4.3$  и макросейсмические проявления в зоне эпицентра. Параметры события в оперативном режиме были определены в Геофизической службе РАН, а также в некоторых международных сейсмологических центрах. Проведенные дополнительные исследования местоположения очага и волновых форм показали, что изучаемое событие предпочтительнее классифицировать, как техногенное землетрясение.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Старовойт, О. Е. Регистрация подземного ядерного взрыва в Северной Корее Геофизической службой РАН / О. Е. Старовойт, И. П. Габсатарова, М. В. Коломиец // Вестник НЯЦ РК, 2008. – Вып.2. – С. 27 - 32.
2. Маловичко, А. А. Особенности волновой картины подземного ядерного взрыва в Северной Корее 25 мая 2009 г. по данным регистрации Российскими сейсмическими станциями / Маловичко А. А., Габсатарова И. П., Коломиец М. В. // Вестник НЯЦ РК, 2010. – Вып. 3. – С. 45 - 52.
3. Гамбурцева, Н.Г. Сейсмический метод идентификации подземных ядерных взрывов и землетрясений на региональных расстояниях / Н.Г. Гамбурцева // Физика Земли. - 2004. – № 5 – С. 80 – 94.
4. Richards, P.G. Analysis of digital seismograms from nuclear explosions across forty years / P. G. Richards, W.-Y. Kim // Вестник НЯЦ РК, 2008. – Вып. 2. – С. 21 - 26.
5. Михайлова, Н. Н. К вопросу о природе Шалкарского землетрясения, произошедшего в Западном Казахстане 26 апреля 2008 года / Н. Н. Михайлова, А. Е. Великанов // Вестник НЯЦ РК, 2009. – Вып.3. – С. 127 - 133.
6. Национальная компания «Казахское информационное агентство (Казинформ)» [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.inform.kz/rus/article/2354331> (Запрещается использование материалов АО «НК «Казинформ» без письменного разрешения руководства компании).
7. Coyne, J. IDC Documentations Geotool Software User Tutorial / J. Coyne, K. Clark, S. Lloyd // 16 July 2003. – P 59.

**2011 Ж. АҚПАНЫҢ 21-ІНДЕ ТЕҢІЗ МҮНАЙГАЗ КЕНОРНЫ АУДАНЫНДАҒЫ  
ТЕХНОГЕНДІ ЖЕРСІЛКІНУДІҢ ИНСТРУМЕНТАЛЬДЫҚ ПАРАМЕТРЛЕРІ**

**Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Коломиец М.В.**

*РФА Геофизикалық қызметі, Обнинск, Ресей*

Солтүстік Қап және Орал станцияларымен тіркелген 2012 ж. ақпанның 21-інде Теңіз мұнайгаз кенорнындағы техногенді жерсілкінудің сигналдарын тіркеу, толқындық түрлерінің жазбаларын талдау және параметрлерін нақтылау нәтижелері келтірілген. Оқиғадан 580 және 610 км. қашықтықтағы станциялардың сейсмограммалары бойынша есептелген спектрлік дискриминанттарын пайдалану мүмкіншілігі бағаланған.

**INSTRUMENTAL PARAMETERS OF A TECHNOGENIC EVENT:  
IN TENGYZ OIL-AND-GAS FIELD ON FEBRUARY 21 2011**

**A.A. Malovichko, I.P. Gabsatarova, M.V. Kolomiyets**

*Geophysical Service RAS, Obninsk, Russia*

The paper provides findings on the recorded technogenic earthquake in Tengyz oil-and-gas field on February 21, 2011, analysis results of waveforms as recorded by stations of Northern Caucasus and Ural, and corrections of the earthquake parameters. Possible use of spectral discriminants has been evaluated as recorded by remote stations at 200 to 650 kilometers from the event.

УДК 550.34

**КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ:  
ВОЗМОЖНАЯ ПОДГОТОВКА СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**<sup>1)</sup>Копничев Ю.Ф., <sup>2)</sup>Соколова И.Н.<sup>1)</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия<sup>2)</sup>Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Использована новая методика выделения зон подготовки сильных землетрясений, основанная на анализе неоднородностей поля поглощения S-волн в литосфере, а также кольцевых структур сейсмичности. Самое сильное землетрясение с  $M_w \sim 7.5$ , возможно, готовится в районе Южного Тянь-Шаня, к востоку от очага Хаитского землетрясения 1949 г. ( $M=7.4$ ). Еще одно событие меньшей энергии ( $M_w \sim 7.0$ ) может произойти в районе Кыргызского хр. Более слабое землетрясение ( $M_w \sim 6.5$ ), вероятно, готовится к северу от оз. Иссык-Куль.

В [1 - 4] показано, что во внутриконтинентальных районах перед многими сильными землетрясениями в течение нескольких десятков лет формируются кольцевые структуры сейсмичности. Такие структуры образуются эпицентрами событий с  $M \geq M_p$ , где  $M_p$  – пороговые значения магнитуд. Установлено, что длины больших осей колец сейсмичности  $L$ , а также величины  $M_p$  закономерно растут с увеличением энергии главных землетрясений [2 - 4]. Кроме того, получены данные, свидетельствующие о существенной зависимости параметров  $L$  и  $M_p$  от механизма очага готовящегося сильного сейсмического события [4]. Это позволяет прогнозировать места и энергию будущих сильных землетрясений по характеристикам кольцевых структур [5]. В данной статье с этой целью исследуются характеристики сейсмичности в районе Центрального Тянь-Шаня.

В рассматриваемом районе, ограниченном координатами 39 - 44° N, 70 - 81° E, начиная с 1885 г., произошло 13 землетрясений с  $M \geq 6.9$ , включая сильнейшие события 1889 г. ( $M=8.3$ ), 1902 г. ( $M=8.1$ ) и 1911 г. ( $M=8.2$ ). Анализ сейсмичности показал, что в конце XIX и XX веках здесь наблюдались эпизоды группирования сильных землетрясений (в 1885 - 1911, 1938 - 1955 и 1974 - 1992 гг.) [6]. Длительность таких эпизодов варьировалась от 17 до 26 лет, они разделялись промежутками относительного затишья продолжительностью около 27 и 19 лет. После Сусамырского землетрясения 1992 г. ( $M=7.3$ ) в районе Тянь-Шаня в течение 20 лет не было событий с  $M > 6.6$ . Учитывая этот факт, можно предполагать, что в настоящее время здесь идут активные процессы подготовки сильных землетрясений.

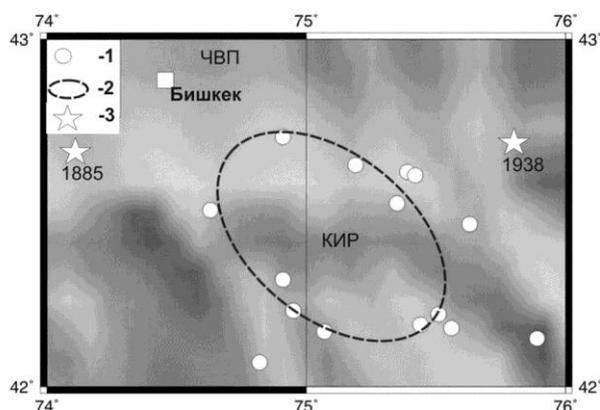
В [7 - 9] установлено, что очаговым зонам сильных землетрясений обычно соответствует высокое поглощение короткопериодных S-волн в литосфере. Данный эффект обусловлен концентрацией глубинных флюидов в нижней коре и верхах мантии таких районов. В связи с этим для более надежного выделения кольцевых структур, имеющих прогностическое значение, характеристики сейсмичности рассмотрены, в первую очередь, в зонах, с которыми

связаны аномалии поля поглощения S-волн. Это позволяет с большей вероятностью исключить из анализа “ложные” кольцевые структуры, не связанные с подготовкой сильных землетрясений. В [7] представлена карта поля поглощения короткопериодных S-волн в литосфере Тянь-Шаня, которая построена путем анализа записей местных землетрясений, зарегистрированных станцией MKAR (Маканчи). Использован метод, основанный на анализе отношений амплитуд волн  $S_n$  и  $P_n$ , распространяющихся в верхах мантии. Из [7] следует, что в районе Кыргызского хр. и прилегающих участков Чуйской и Илийской впадин выделяется обширная область высокого поглощения, расположенная в основном между 73° и 76° E. Аномалии меньшего масштаба обнаружены на границе Джунгарии с Илийской впадиной (между 77° и 78° E), к востоку и северо-востоку от оз. Иссык-Куль (в области 78° E), а также на границе Тянь-Шаня и Памира (между 71.5° и 73° E). Характеристики сейсмичности в зонах высокого поглощения и их близких окрестностях рассмотрены в настоящей статье исходя из вышеприведенных данных. Анализ сейсмичности проведен за период 01.01.1973 - 01.01.2012 гг. Из каталогов NEIC (National Event Information Center - каталог Геологической службы США) отобраны землетрясения с магнитудами  $M \geq M_p$  в диапазонах глубин 0 - 33 и 34 - 70 км (по аналогии с зонами субдукции [5, 11, 12]). На рисунке 1 представлены данные о сейсмичности в восточной части Кыргызского хр. и его окрестностях (район Северного Тянь-Шаня, ограниченный координатами 42 - 43° N, 74 - 76° E).

Из рисунка 1 следует, что к 01.01.2012 г. в пределах рассматриваемой территории на глубинах 0 - 33 км сформировалась довольно крупная кольцевая структура с пороговой величиной магнитуды  $M_p=4.5$ . Кольцо сейсмичности имеет длину большей оси  $L \sim 85$  км, оно вытянуто в направлении на северо-запад и расположено между очаговыми зонами Беловодского (1885 г.,  $M=6.9$ ) и Кемино-Чуйского (1938 г.,  $M=6.9$ ) землетрясений. Следует отметить, что последнее сильное событие ( $M \sim 6.5$ ) произошло в данном районе еще в XV в; очаговой

зоне этого землетрясения соответствовала большая плотность палеосейсмодислокаций [10]. Построен и проанализирован график зависимости магнитуд событий, формирующих кольцевую структуру, от времени  $M(T)$ . График имеет U-образную форму, при этом скорость сеймотектонической деформации (СТД) была наибольшей в 1973 - 1978 и 2004 - 2010 гг. Максимальная магнитуда землетрясений в районе кольца сейсмичности -  $M_{max}=5.1$ .

На рисунке 2 показана область Илийской впадины и хр. Заилийского и Кунгей Алатау, ограниченная координатами  $42.5 - 44^\circ N$ ,  $76.5 - 78.5^\circ E$ . Как следует из рисунка 2, начиная с 1983 г. в диапазоне глубин 0 - 33 км здесь проявилась кольцевая структура с относительно низкой величиной  $M_p$  (3.7), вытянутая в северо-западном направлении ( $L \sim 85$  км). Внутри кольца сейсмичности попадает восточная часть Заилийского хр., небольшой участок хр. Кунгей Алатау, а также прилегающий участок Илийской впадины. В этом районе с конца XIX в. произошло несколько сильных землетрясений. К западу от кольца сейсмичности расположена очаговая зона Верненского землетрясения 1887 г. ( $M=7.3$ ) а к юго-востоку – зоны Жаланаш-Тюпского (1978 г.,  $M=7.0$ ) и Байсорунского (1990,  $M=6.4$ ) землетрясений. Южная часть кольцевой структуры попадает в очаговую зону сильнейшего Кеминского землетрясения 1911 г. ( $M=8.2$ ). Зависимость  $M(T)$ , как и в предыдущем случае, имеет U-образную форму. Наибольшие скорости СТД отмечены в 1983 - 1988 и 2007 - 2011 гг., величина  $M_{max}$  равнялась 5.3.

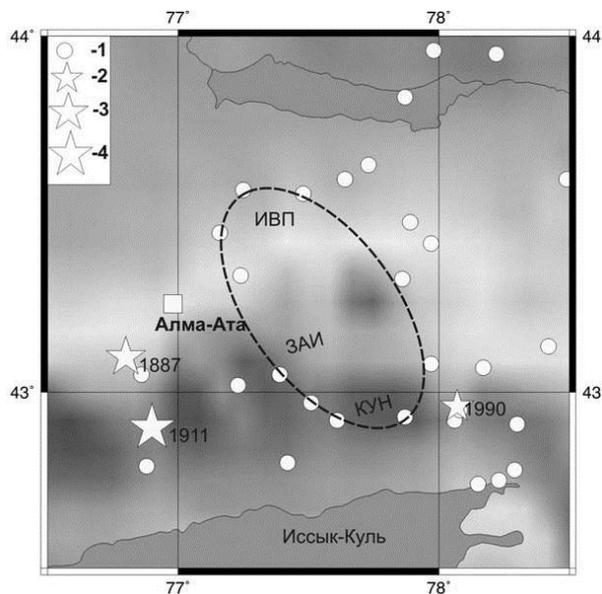


Эпицентры землетрясений: 1 –  $4.5 \leq M \leq 5.1$ , 3 –  $M=6.9$  (указаны годы событий); 2 – кольцо сейсмичности. Главные хребты (на рисунках 1 - 3): КИР – Кыргызский, ЗАИ – Заилийский, КУН – Кунгей Алатау, АЛА – Алайский, ЗАА – Заалайский. Впадины: ЧВП – Чуйская, ИВП – Илийская, ФВП – Ферганская

Рисунок 1. Северный Тянь-Шань (восточная часть Кыргызско-го хр.). Кольцевая структура сейсмичности (глубины 0 - 33 км)

Следует отметить, что в рассмотренных областях сформировались только “мелкие” кольца сейсмичности; “глубокие” ( $h=34 - 70$  км), которые практически всегда формируются перед сильными и сильнейшими землетрясениями с гипоцентрами на глубинах до 40 - 45 км в зонах субдукции [11 - 13], здесь не проявились даже для достаточно низких величин  $M_p$ .

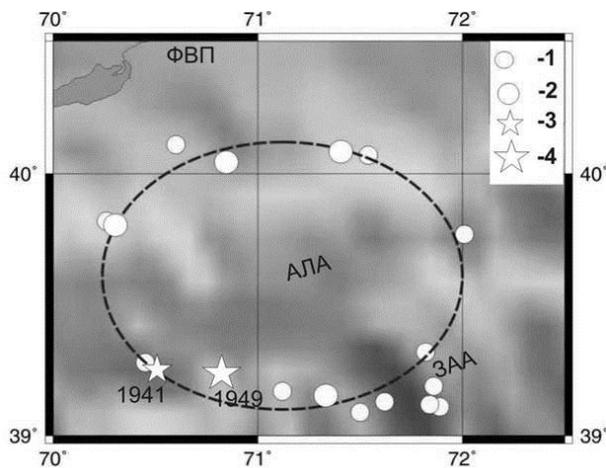
На рисунке 3 показаны характеристики сейсмичности в районе Южного Тянь-Шаня, ограниченном координатами  $39.0 - 40.5^\circ N$ ,  $70.0 - 72.5^\circ E$ . Здесь начиная с 1976 г. сформировалась крупная неглубокая кольцевая структура с высоким пороговым значением магнитуды ( $M_p=5.2$ ), вытянутая в субширотном направлении ( $L \sim 150$  км). Внутри кольца сейсмичности попадает Алайский хр., его юго-восточная граница проходит по западной окраине Заалайского хр. Из рисунка 4 следует, что к юго-востоку от мелкого кольца также образовалось небольшое глубокое ( $M_p=4.0$ ) с длиной большой оси  $l \sim 40$  км. Кольцевые структуры пересекаются в области между  $71.7^\circ$  и  $72.0^\circ E$ . Следует отметить, что на южной границе мелкого кольца за несколько десятилетий до начала его формирования произошли два достаточно сильных землетрясения: Гармское 1941 г. ( $M=6.4$ ) и Хаитское 1949 г. ( $M=7.4$ ). Интересно также, что к областям пересечения мелкого и глубокого колец сейсмичности приурочена зона высокой плотности палеодислокаций, сохранившаяся после сильного землетрясения, произошедшего в голоцене [10].



Эпицентры землетрясений: 1 –  $3.7 \leq M \leq 5.3$ ; 2 –  $M=6.4$ ; 3 –  $M=7.3$ ; 4 –  $M=8.2$

Рисунок 2. Северный Тянь-Шань (область Илийской впадины и хр. Заилийского и Кунгей Алатау). Кольцевая структура сейсмичности (глубины 0 - 33 км)

**КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ:  
ВОЗМОЖНАЯ ПОДГОТОВКА СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**



Эпицентры землетрясений: 1 –  $5.2 \leq M < 6.0$ ;  
2 –  $6.0 \leq M \leq 6.2$ ; 3 –  $M=6.4$ ; 4 –  $M=7.4$

*Рисунок 3. Южный Тянь-Шань.  
Мелкая кольцевая структура сейсмичности*

График  $M(T)$  для мелкого кольца, как и в предыдущих случаях, имеет U-образную форму. Наибольшие скорости СТД наблюдались в 1976 - 1984 и 2002 - 2011 гг., когда произошли 4 события с  $M=6.0 - 6.2$ .

На основании полученных данных оценены магнитуды сильных землетрясений, которые могут произойти в областях кольцевых структур. При этом использованы корреляционные зависимости размеров кольцевых структур и пороговых величин  $M_p$  от магнитуд главных событий  $M_w$  для внутриконтинентальных землетрясений с разными механизмами очагов [4]. В [14] показано, что сильные землетрясения в районе Тянь-Шаня имеют механизмы типа взброса или взбрососдвига. Для таких типов механизмов в [4] получены следующие зависимости:

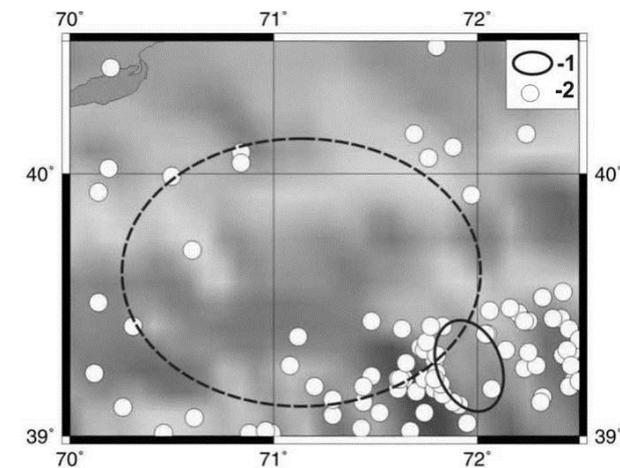
$$\lg L(\text{км}) \sim 0.45M_w - 1.11, \quad r = 0.85, \quad (1)$$

$$M_p \sim 0.73M_w - 0.92, \quad r = 0.77, \quad (2)$$

где  $r$  – коэффициент корреляции.

Оценки магнитуд возможных сильных землетрясений в трех рассматриваемых областях с использованием зависимостей (1) и (2) приведены в таблице.

Полученные данные свидетельствуют о том, что в районе Центрального Тянь-Шаня в областях высокого поглощения S-волн в нижней коре и верхах мантии или рядом с ними к началу 2012 г. сформировались три достаточно крупные кольцевые структуры сейсмичности. Как отмечено в [5, 12, 13], появление колец сейсмичности отражает процессы самооргани-



1 - кольцо сейсмичности; 2 - эпицентры землетрясений с  $4.0 \leq M \leq 5.3$

*Рисунок 4. Южный Тянь-Шань.  
Глубокая кольцевая структура сейсмичности*

зации геологических структур, обеспечивающие подъем глубинных флюидов, которые и обуславливают высокое поглощение поперечных волн. Образование нескольких крупных кольцевых структур в районе Центрального Тянь-Шаня, возможно, связано с подготовкой новой серии сильных землетрясений после эпизода относительного затишья, начавшегося после Сусамырского землетрясения.

Как следует из таблицы, в районе Северного Тянь-Шаня, вероятно, готовятся два землетрясения с  $M_w \sim 7.1$  и  $6.5$ . При этом событие, соответствующее кольцевой структуре, которая расположена в районе Кыргызского хр., скорее всего, может произойти на ее северной границе. Именно в этой области наблюдается высокая плотность палеодислокаций, сохранившихся после землетрясения с  $M \sim 6.5$ , которое произошло несколько сотен лет назад [6, 10].

Сильное землетрясение в области кольцевой структуры к северу от оз. Иссык-Куль также может произойти в зоне высокой плотности палеодислокаций, приуроченной к области Заилийского хр. [10] (их возраст пока неизвестен). Другая возможность – область хр. Кунгей Алатау, к западу от очага Байсорунского землетрясения 1990 г. Эпицентр сильнейшего события ( $M_w = 7.8 \pm 0.6$ ), которое ожидается в районе Южного Тянь-Шаня, скорее всего, должен располагаться вблизи областей пересечения мелкой и глубокой кольцевых структур, как это обычно наблюдается в зонах субдукции [5, 11, 12].

*Таблица. Параметры неглубоких кольцевых структур в районе Центрального Тянь-Шаня*

Координаты		L, км	M <sub>p</sub>	M <sub>max</sub>	ΔT, лет	M <sub>w</sub>	Район
С.Ш.	В.Д.						
42.0-43.0	74.0-76.0	85	4.5	5.1	38	7.1±0.6	Сев. Тянь-Шань
42.5-44.0	76.5-78.5	85	3.7	5.3	28	6.5±0.2	Сев. Тянь-Шань
39.0-40.5	70.0-72.5	150	5.2	6.2	35	7.8±0.6	Юж. Тянь-Шань

Примечание: ΔT – текущая длительность формирования кольцевой структуры.

Очаговая зона такого события может поместиться между очагами Хаитского и Дараут-Курганского (1978,  $M=6.8$ ) землетрясений. Здесь также выделена зона высокой плотности палеодислокаций, возраст которых неизвестен [10].

Из таблицы следует, что текущее (на начало 2012 г.) время формирования рассматриваемых неглубоких кольцевых структур  $\Delta T$  варьируется от 28 до 38 лет. Существенно, что оценки величин  $\Delta T$  для двух колец сейсмичности в районах Северного и Южного Тянь-Шаня (35 - 38 лет), близки к верхней границе вариаций этого параметра, известных в настоящее время (около 40 лет [4, 5]). Отсюда может следовать, что в ближайшие годы соответствующие этим кольцевым структурам события наиболее вероятны. В то же время менее вероятно сильное землетрясение в области к северу от оз. Иссык-Куль, для которого величина  $\Delta T$  составляет 28 лет. Отметим, что характерная U-образная форма графиков  $M(T)$  в областях кольцевых структур наблюда-

лась перед несколькими сильными и сильнейшими землетрясениями, произошедшими после 2000 г. [4, 5]. Возможно, что такая форма графиков также может служить прогностическим признаком.

Таким образом, анализ характеристик колец сейсмичности, выделенных в зонах высокого поглощения S-волн в районе Центрального Тянь-Шаня, позволяет прогнозировать сильные землетрясения, которые могут произойти здесь в ближайшие годы. Наибольшую опасность будут представлять события, которые, по нашим данным, готовятся в районе Северного Тянь-Шаня, поскольку их очаги могут находиться на сравнительно небольших расстояниях от крупных городов – столицы Кыргызстана Бишкека и южной столицы Казахстана - мегаполиса Алматы. Предложенный метод может быть использован для среднесрочного прогноза сильных сейсмических событий в других внутриконтинентальных районах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Соболев, Г. А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. - 313 с.
2. Копничев, Ю. Ф. Геодинамические процессы в очаговой зоне Байсорунского землетрясения 12 ноября 1990 г. (Северный Тянь-Шань) / Ю. Ф. Копничев, Н. Н. Михайлова // ДАН, 2000. - Т. 373, № 1. - С. 93 - 97.
3. 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.
4. Копничев, Ю. Ф. Кольцевые структуры сейсмичности, формирующиеся перед сильными землетрясениями с различными механизмами очагов в континентальных районах / Ю. Ф. Копничев, И. Н. Соколова // Геофизические исследования, 2012. - Т. 13. (в печати).
5. Копничев, Ю. Ф. Кольцевые структуры сейсмичности и землетрясение 11.03.2011 г. ( $M_w = 9.0$ ) в районе северо-восточной Японии / Ю. Ф. Копничев, И. Н. Соколова // ДАН. 2011- Т. 440, № 2. - С. 246 - 249.
6. Кондорская, Н. В. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР / Н. В. Кондорская, Н. В. Шебалин // М.: Наука, 1977. - 535 с.
7. Копничев, Ю. Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в литосфере Тянь-Шаня и Джунгарии и их связь с сейсмичностью / Ю. Ф. Копничев, И. Н. Соколова // ДАН, 2010. - Т. , № 6- С. 808 - 812.
8. 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.
9. Копничев, Ю. Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в литосфере Центральной и южной Азии и их связь с сейсмичностью / Ю. Ф. Копничев, О. К. Кунакова, И. Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2012. - Вып. 1. - С. 147 - 152.
10. Крестников, В. Н. Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня / В. Н. Крестников, Т. П. Белоусов, В. И. Ермилин и др. - М.: Наука, 1979. - 115 с.
11. Копничев, Ю. Ф. Кольцевая сейсмичность в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции / Ю. Ф. Копничев, И. Н. Соколова // ДАН, 2009а. - Т. 425, № 4. - С. 539 - 542.
12. Копничев, Ю. Ф. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в районе Суматры / Ю. Ф. Копничев, И. Н. Соколова // ДАН, 2009. Т. 429, № 1. - С. 106 - 109.
13. Копничев, Ю. Ф. Характеристики сейсмичности в разных диапазонах глубин в регионе Южной Америки / Ю. Ф. Копничев, И. Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2010 - Вып. 1. - С. 100 - 110.
14. Tapponnier, P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions / P. Tapponnier, P. Molnar // J. Geophys. Res., 1979. - V. 84, P. - 3425 - 3459.

**ОРТАЛЫҚ ТЯНЬ-ШАНЬНИҢ АУДАНЫДА СЕЙСМИКАЛЫЛЫҚТЫҢ САҚИНАЛЫ  
ҚҰРЫЛЫМДАРЫ: ҚАТТЫ ЖЕРСІЛКІНУЛЕРДІҢ ЫҚТИМАЛ ДАЙЫНДАЛУЫ**

<sup>1</sup>Копничев Ю.Ф., <sup>2</sup>Соколова И.Н.

<sup>1</sup>*PFA O. Ю. Шмидт атындағы Жер физикасы институты, Мәскеу, Ресей*

<sup>2</sup>*ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан*

Литосферада S-толқындар жұтылу өрісінің біртекті еместігін және сейсмикалылықтың сақиналы құрылымдарын талдауында негізделген қатты жерсілкінулер дайындалу зоналарын бөлуіне жаңа әдістемесі қолданылады. Ең қатты жерсілкінуі ( $M_w \sim > 7.5$ ) мүмкін Оңтүстік Тянь-Шань ауданында, 1949 жылғы Хайт жерсілкінуі ( $M=7.4$ ) ошағынан шығысқа қарай дайындалуда. Қуаты төмен ( $M_w \sim 7.0$ ) тағы бір оқиға Қырғыз жотасы ауданында болу мүмкін. Одан әлсіз жерсілкінуі ( $M_w \sim 6.5$ ), мүмкінінде, Ыстық көлдің солтүстік жағында дайындалуда.

**RING-SHAPED SEISMICITY STRUCTURES IN THE REGION  
OF CENTRAL TIEN SHAN: POSSIBLE PREPARATION FOR LARGE EARTHQUAKES**

<sup>1</sup>Yu.F. Kopnichev, <sup>2</sup>I.N. Sokolova

<sup>1</sup>*Institute of the Earth Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan*

We use new method of finding preparation zones of large earthquakes, based on an analysis of heterogeneities of S wave attenuation field in the lithosphere and ring-shaped seismicity structures. The largest earthquake ( $M_w \sim > 7.5$ ) probably is prepared in the region of Southern Tien Shan, to the east of a source zone of Khait earthquake (1949,  $M=7.4$ ). The other event of the lesser energy ( $M_w \sim 7.0$ ), according to our data, can occur in the area of Kirgiz range. We suppose also, that the weaker event ( $M_w \sim 6.5$ ) is prepared to the north of the Issyk-Kul lake.

## СПИСОК АВТОРОВ

- Авторов С.А., 17, 62  
Ан В.А., 25  
Антонов Е.Ю., 115, 121  
Артамонова С.Ю., 115, 121, 134  
Ашкалиев Я.Ф., 86  
Баталева Е.А., 90  
Башилов И.П., 34  
Беляшов А.В., 41, 101  
Васильев А.П., 67  
Волосов С.Г., 34  
Воскобойникова Г.М., 62  
Габсатарова И.П., 151  
Гвоздарев А.Ю., 41  
Геза Н.И., 48  
Глинский Б.М., 55  
Годунова Л.Д., 25  
Гончаров А.И., 80  
Горбунова Э.М., 108  
Гринштейн Ю.А., 143, 147
- Демежко Д.Ю., 93  
Жумабаев Б.Т., 86  
Зубко Ю.Н., 34  
Каазик П.Б., 25  
Камчыбеков М.П., 80  
Караваев Д.А., 55  
Ким В.Я., 5  
Ковалевский В.В., 48, 55  
Кожевников Н.О., 115, 121  
Коломиец М.В., 11, 151  
Копничев Ю.Ф., 96, 157  
Королёв С.А., 34  
Куликов В.И., 80  
Логвинов О.В., 147  
Маловичко А.А., 151  
Мукашева С.Н., 86  
Мурзадилов Т.Д., 143, 147  
Николаев А.В., 34  
Нургалиева К.Е., 86
- Распопов Н.Я., 143  
Ричардс П.Г., 5  
Рыжикова М.И., 11  
Седухина Г.Ф., 48, 62  
Соколова И.Н., 96, 157  
Соколова О.Н., 86  
Старовойт О.Е., 11  
Суворов В.Д., 101  
Уткин В.И., 93  
Ушницкий В.Е., 115, 121  
Хайретдинов М.С., 17, 48, 55,  
62  
Хомутов С.Ю., 41  
Шафф Д.П., 5  
Эткин М.Б., 80  
Юрков А.К., 93  
Юшин В.И., 48  
Якименко А.А., 48

---

## 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 А4 (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 подписочных 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, б.  
<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, б.

---

