

平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震に伴い 北海道内の火山観測用空振計で観測された超低周波音

坂井孝行*・宮村淳一**

Infrasound Observed by Low-frequency Microphones for Volcano Monitoring
in Hokkaido Associated with the Tokachi-oki Earthquake in 2003

Takayuki SAKAI* and Jun'ichi MIYAMURA**

(Received December 7, 2004 : Accepted March 11, 2005)

ABSTRACT

Obvious infrasonic waves were observed by nine low-frequency microphones installed by Japan Meteorological Agency for monitoring of five active volcanoes in Hokkaido when the Tokachi-oki Earthquake in 2003 occurred. They were concluded to be emitted by vertical ground motion just under the observation points, because they emerged at the same time with the ground motion, and have similar waveforms and spectra structure with those of the vertical ground motion. It is intensely suggested that the efficiency of radiation of infrasound by ground motion is lower than the theory in low frequency ($<10\text{Hz}$). Infrasonic coda wave which continued a long time after the ground motion attenuated was observed for the first time. It is difficult to consider that it was emitted by vertical ground motion at that time because ground motion was very weak then. We consider that it was mainly composed by following mechanism : at first infrasonic waves were generated in wide area by intense ground motion of the main shock, and then they propagated horizontally in every direction in sonic speed and reached the observation points one after another. So observed waveforms were considered to be superposition of them. A long-period atmospheric pressure wave generated by vertical displacement, which is similar to one observed associated with the 1964 Alaska Earthquake, was not observed this time.

1. はじめに

2003 年 9 月 26 日 04 時 50 分、北海道十勝沖 ($41^{\circ} 46.7' \text{ N}$, $144^{\circ} 4.7' \text{ E}$, 深さ 42km) を震源とする「平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震」(気象庁マグニチュード M_j : 8.0, モーメントマグニチュード M_w : 8.0, 以下「十勝沖地震」とする) が発生し、幕別町や釧路町など北海道の 9 町村で震度 6 弱を記録した。この地震による地震動の到達と同時に、気象庁が火山噴火に伴う空振(空気振動)の検知を主な目的として北海道内の 5 活火山 (Fig. 1) に展開している 9 点の空振計(低周波マイクロフォン)に明瞭な超低周波音 (20Hz 以下の音波) が記録された。各観測点への地震動の到達と

同時に発現するこの種の超低周波音については Cook and Young (1962) 以来多くの報告があり、また、気象庁の火山観測用空振計でもこの種の超低周波音はこれまで偶発的に観測されてきた(例えば、坂井・他, 1996; Yamasato, 1998)。しかしながら、今回の十勝沖地震は、気象庁が 2000 年前後に全国の火山に空振計を展開して以降最初に発生した M8 クラスの地震であり、このような大地震の震央から比較的近距离(約 180~290km)において多数の超低周波音波形が観測される初めての機会となった。さらに、超低周波音主要部に続いて、地震動の減衰後も長時間にわたって振動を継続する超低周波音の後続波が初めて観測された。以上

*気象研究所地震火山研究部
Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute

**札幌管区気象台地震火山課
Seismological and Volcanological Division, Sapporo District Meteorological Observatory

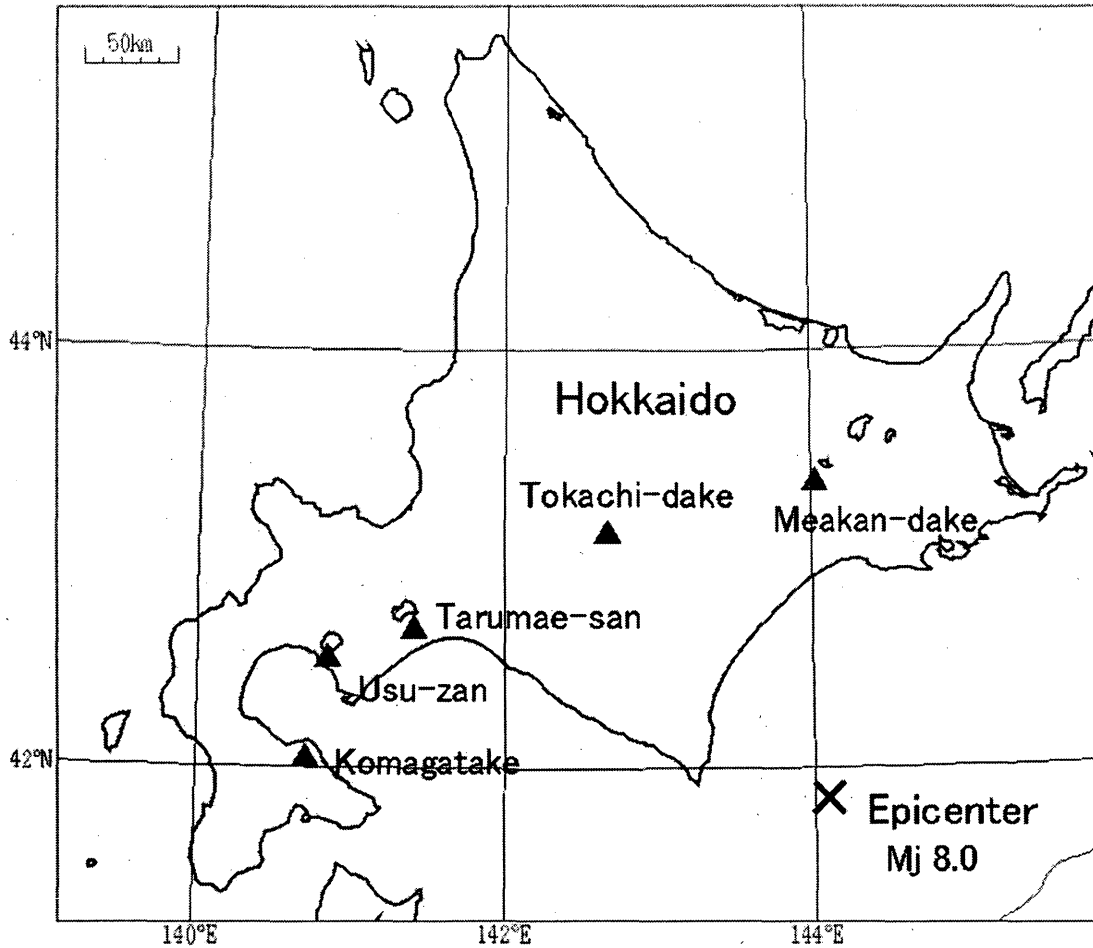


Fig.1 Location of the epicenter of the Tokachi-oki Earthquake in 2003 and five active volcanoes in Hokkaido at which low-frequency microphones are installed for monitoring by Japan Meteorological Agency.

のような今回の観測結果は地球物理学的に大変貴重な資料であると思われることから、観測された超低周波音の波形の特徴などについてここに報告する。

2. 観測

気象庁では火山噴火の検知を主な目的として 2000 年前後に全国の活火山の空振観測を強化し、2005 年 1 月現在、24 活火山に合計 46 台の空振計（低周波マイクロフォン）を設置して常時観測を行っている。そのうち北海道内の活火山については常時観測 5 火山に合計 9 点の空振計を設置しており、雌阿寒岳には 1 点（B2 点、以下の図中では MEA-B2 と表す）、十勝岳には 0 点（TOK-O）および H 点（TOK-H）の 2 点、樽前山には 1 点（C 点、TAR-C）、有珠山には A 点（USU-A）および源太川観測点（USU-GNT）の 2 点、北海道駒ヶ岳には A 点（KOM-A）、^{さわらかりま}砂原掛瀬観測点（KOM-SWR）および鹿部観測点（KOM-SKB）の 3 点が設置されて

いる（Table 1 参照。なお、Table 1 中の緯度経度の値は日本測地系による）。それらはいずれもアコー社製の超低周波マイクロフォン（Type7144）と増幅器（Type3348）から構成され、周波数特性は 0.1～100Hz で平坦である。全点とも設置は屋外で、風ノイズ低減用の円筒形の防風フードが被せられており、センサーの地表面からの設置高は 2～4 m である。測定範囲は各火山の活動で想定される空振強度や各空振計の火口からの距離に応じ ±20～200Pa に設定されている。なお、北海道駒ヶ岳に設置されている 3 点の空振計のうち鹿部空振計については、センサーの故障により良好な波形が得られなかったため、これ以降の解析から除外する。

上記 9 点の空振観測点のうち 6 点（十勝岳 H 点、樽前山 C 点、有珠山 A 点、有珠山源太川、駒ヶ岳 A 点、駒ヶ岳砂原掛瀬）には 3 成分の速度型短周期地震計（固有周波数 1 Hz、周波数特性は 1～25Hz で平坦）が併設されている。また、有珠山 A 点には加速度計も併設

Table1 Location of low-frequency microphones installed at five active volcanoes in Hokkaido, and distances of them from the epicenter of the Tokachi-oki Earthquake in 2003.

Volcano	Infrasonic station	Latitude	Longitude	Epicentral distance
Meakan-dake	MEA-B2	43° 22.7'	143° 58.6'	178km
Tokachi-dake	TOK-H	43° 25.8'	142° 40.4'	217km
	TOK-O	43° 28.4'	143° 39.2'	222km
Tarumae-san	TAR-C	42° 42.1'	141° 22.9'	245km
Usu-zan	USU-GNT	42° 33.2'	140° 51.5'	279km
	USU-A	42° 31.6'	140° 50.4'	280km
Komagatake	KOM-SKB	42° 01.7'	140° 49.0'	271km
	KOM-SWR	42° 06.0'	140° 40.2'	284km
	KOM-A	42° 03.0'	140° 38.5'	286km

されている。そのセンサーは 95 型震度計と同じサーボタイプの加速度センサーで、周波数特性は DC~50Hz で平坦であり、 $\pm 2048\text{cm/s}^2$ までの測定が可能である。

以上のデータはサンプリング周波数 100Hz のデジタル波形として NTT 専用回線を用いて札幌管区気象台までテレメータされ、火山監視・情報センターシステム (VOIS) に連続収録され、常時監視に活用されている。

また、本稿では微気圧計のデータも用いる。微気圧計は大気圏内での核爆発実験の探知を目的とする「放射能観測用測器」との位置付けがなされている測器であり、全国 8ヶ所の気象官署 (稚内、釧路、秋田、東京、輪島、米子、室戸岬、鹿児島) に設置されている。その周期特性は空振計より長周期側の約 20~1000 秒で平坦である。

3. 北海道内の火山観測用空振計で観測された超低周波音波形

3-1. 超低周波音波形主要部の特徴

1) 全点の超低周波音波形の概要

2003 年 9 月 26 日の十勝沖地震による地震動の到達と同時に、気象庁が北海道内の 5 活火山に展開している 9 点の空振計に明瞭な超低周波音が記録された。全空振観測点 (駒ヶ岳鹿部を除く 8 点) の超低周波音波

形を震央距離順に並べて Fig. 2 に示す。それらの振幅はいずれも各空振計の測定範囲内であり、振り切れることなく完全な波形が得られた。駒ヶ岳砂原掛潤のみ風ノイズの影響を若干受けているが、それ以外の観測点では風ノイズもほとんどなく非常に良好な超低周波音波形が得られている。また、通常の地震波形の場合と同様に、震央距離が大きくなるにつれて振幅が概ね順調に減少すると共に、主要動の継続時間が長くなる傾向が見られる。

2) 観測点付近の地震動によって放射される超低周波音

今回観測された超低周波音は、各観測点への地震動の到達と同時に発現していることから、観測点付近の地震動によって放射された超低周波音 (Cook and Young, 1962; Cook, 1971 など) と考えられる。

Cook (1971) によると、地震によって地表面が振動した場合、それが音源となって大気中に音波が放射される。音波は縦波であることから、地表面が平面の場合、地表面の上下動によって大気中に音波が放射され、その放射方向はほぼ鉛直方向となる (音波が放射される方向は地震波速度と音速との比から決定されるが、実際の地震の場合は地震波速度の方が 1 オーダー大きいことから、音波はほぼ鉛直方向に放射されると近似できる)。このようにして放射される音波の振幅 (音圧) p_1 は、地表面の上下動速度振幅を v とすると、

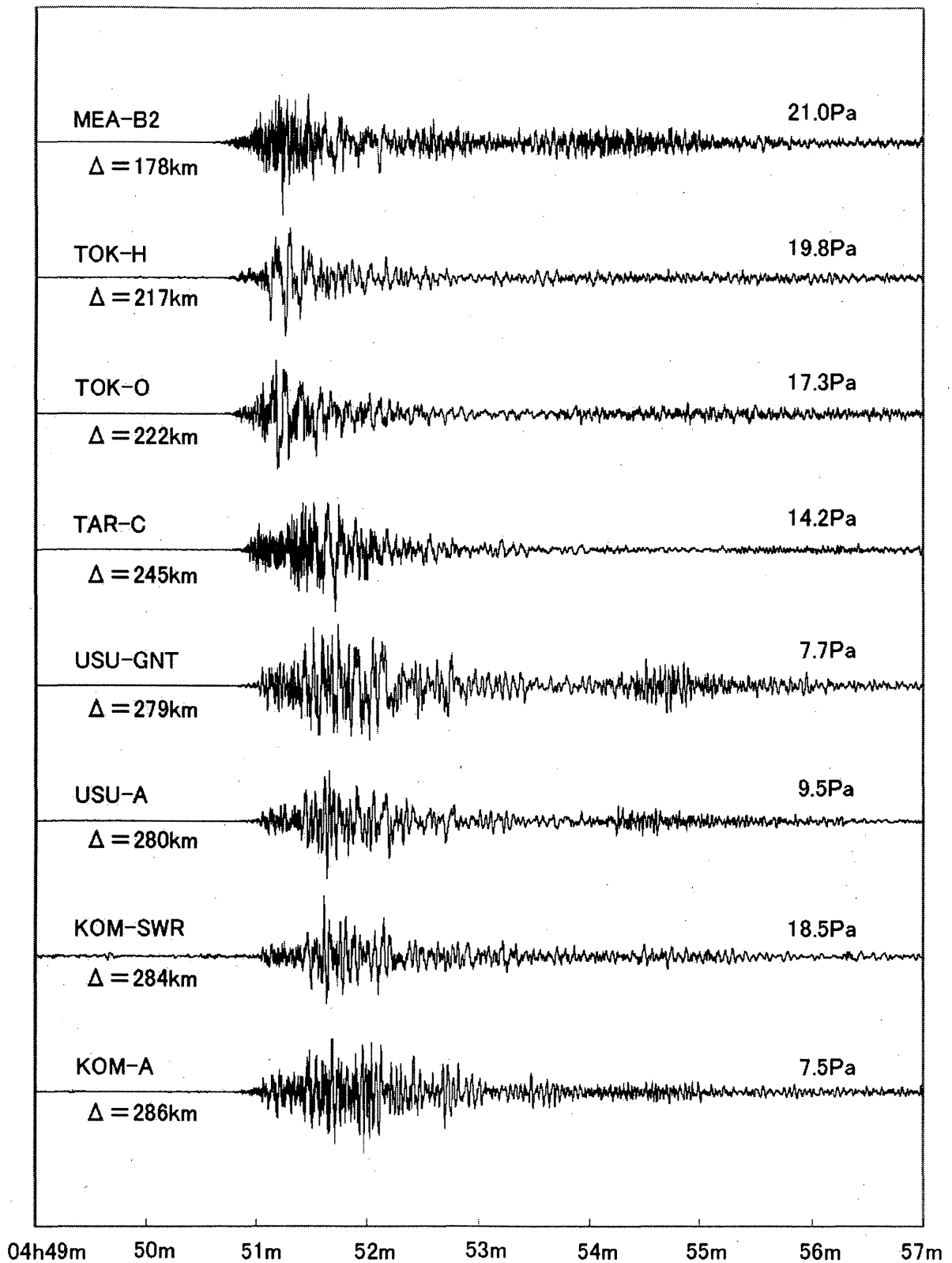


Fig.2 Infrasonic records at the time of the Tokachi-oki Earthquake in 2003 obtained by all low-frequency microphones for volcano monitoring in Hokkaido. The record of KOM-SKB is omitted because it was in trouble of sensor at that time.

$$p_1 = \rho c v \quad \dots(1)$$

ρ : 大気密度, c : 音速

と表される (これは一般的な平面波の放射を表す式と同じである). また, このようにして放射された超低周波音波形は上下動速度波形に類似する.

ところで, Cook (1971) は地震動による音波の放射方向をほぼ鉛直方向としているが, 有限の大きさの音源の場合, 音波は音源となる平面に垂直な方向に放射されるだけでなく, それ以外の方向にも放射されることが広く知られている. 正方形平面音源の場合, その遠距離音場における指向特性 D は, 音源の一辺の長さを $2a$, 音源からの観測点の仰角を α , 音波の波数を k とすると次の式で表される (例えば, 吉川・藤田, 2002).

$$D = \left| \frac{\sin(k a \cos \alpha)}{k a \cos \alpha} \right| \quad \dots(2)$$

ka を変化させた場合の D の様子を Fig. 3 に示す. a を一定とした場合, 放射される音波の指向性は高周波

側ほど高く, 逆に低周波側ほど低くなる. つまり, 音波は低周波になるほど, 仰角に関係なくほぼ一様に広がっていくようになる.

一方, 水平動については, 地表面が平面の場合には大気中に音波を放射できないが, 地表面上に山岳等の地形が存在する場合は音波を放射できる. その放射方向については上記の議論がそのまま適用できる.

3) 有珠山 A 点での超低周波音波形主要部の解析

今回観測された超低周波音は観測点付近の地震動によって放射された超低周波音と考えられるため, その解析には地震波形との比較が重要となるが, 9 点の空振観測点のうち 6 点に併設されている短周期地震計は全点とも強い地震動によって振り切れたため, 詳細な解析は困難である. そこで, ここでは振り切れを免れ完全な波形が得られた有珠山 A 点加速度計の波形データを用いて解析を行う.

以下, i) ~ iii) で解析結果を示し, iv) でそれらについての考察を行う.

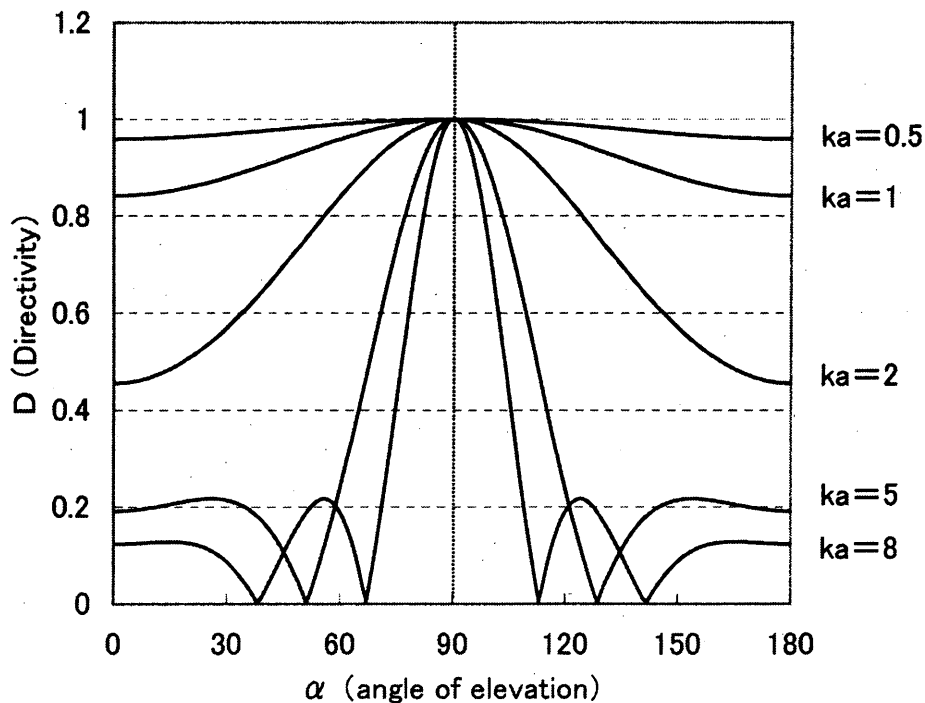


Fig.3 Directivity of a plane and square sound source. If parameter a is constant, the lower the frequency gets, the weaker the directivity gets.

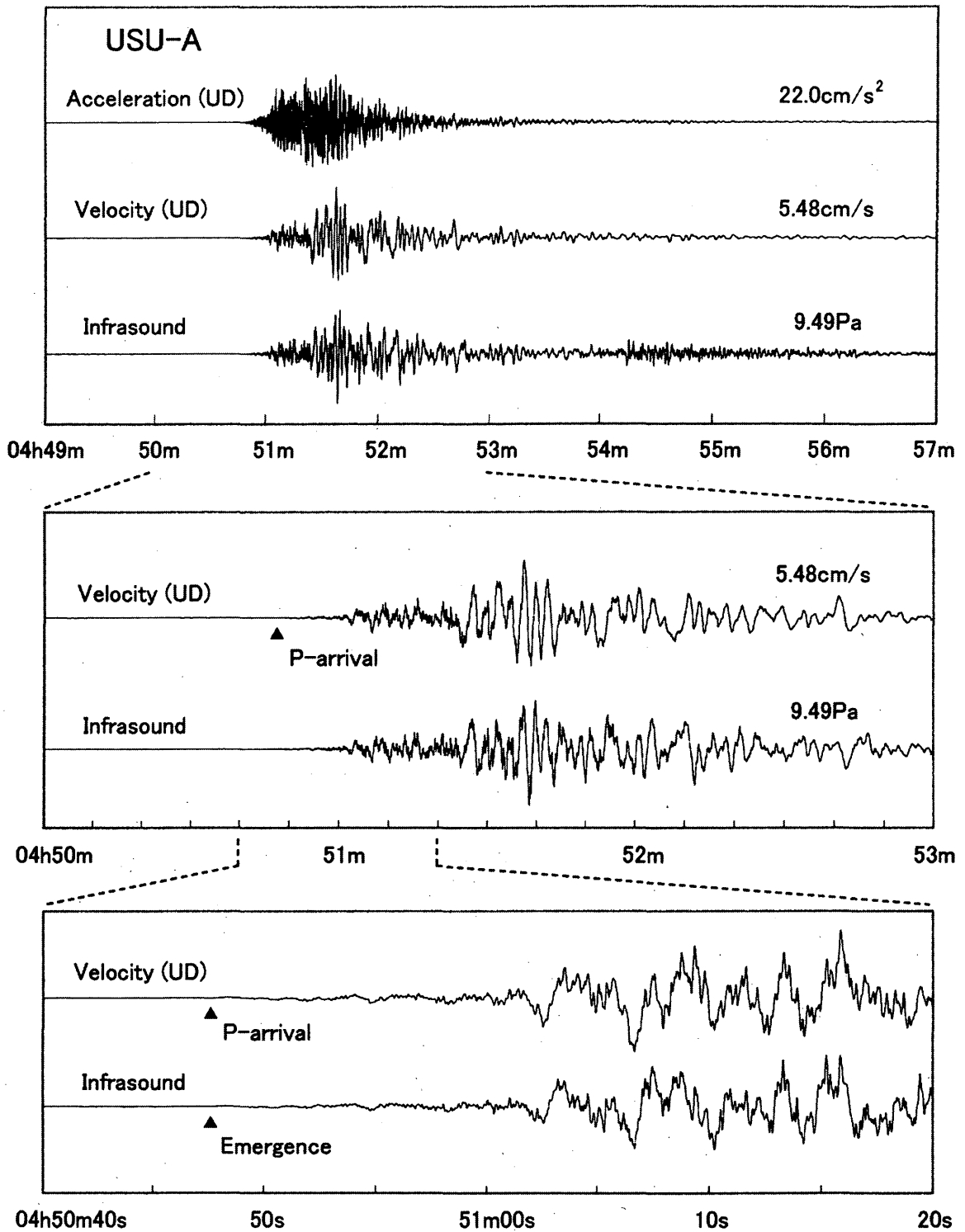


Fig.4 (Upper) Ground acceleration record in vertical component, ground velocity record obtained by the integral of the acceleration record, and infrasonic record observed at USU-A.
 (Middle) Magnification of main parts of the velocity record and infrasonic record.
 (Lower) Magnification of initial parts of the velocity record and infrasonic record.

i) 地震波形 (上下動速度波形) との比較

Fig. 4 上段に, 有珠山 A 点加速度計の上下動成分, それを数値積分して得られた上下動速度波形, および超低周波音波形を示す. なお, 加速度波形を数値積分して速度波形を得る際には, 空振計と周波数特性を揃えるためハイパスフィルター処理 (カットオフ周波数 0.1Hz) を行っている. これにより, 両波形は 0.1Hz から 50Hz (加速度計の周波数特性の上限およびナイキスト周波数) の範囲で比較を行うことができる.

さて, Fig. 4 上段からは, 超低周波音が地震波形とほぼ同時に発現し, 上下動速度波形におおよそ類似した波形を描き, 地震振幅が減衰するに従って超低周波音も概ね順調に減衰していく様子が見取れる. このように超低周波音波形が上下動速度波形に類似することは, 先述のように Cook (1971) が理論的に示しているところであり, また, これまでの気象庁の観測でもそのような波形例はしばしば得られている (例えば, 気象庁, 1994). なお, 超低周波音波形には 04h54m 過ぎから上下動速度波形には見られない明瞭な相が見られるが, これについては 3-2 で述べる.

さらに, 上下動速度波形と超低周波音波形との類似性をより詳しく見るため, 両者の波形主要部の拡大を Fig. 4 中段に, 初動部の拡大を Fig. 4 下段に示す. 速度波形では 04h50m47.5s に P 波 (押し) の発現が見られるが, 超低周波音波形においてもそれとほぼ同時にプラス (圧縮) の初動の発現が見られる. それ以降の超低周波音波形は上下動速度波形との類似性が高く, 例えば, 初動発現から 10 秒間の両者の相互相関係数は 0.80 と高い (なお, 両者は同じ区間同士で比較した場合に相互相関係数が最も高くなり, 従って, 両波形の間に時間的なずれはない). その後も最大振幅を少し過ぎるまでは両者の相関は高く, 波形データ長を 10 秒間としてそれを時間的に徐々に後方にずらしながら両者の相関を取って行くと, 04h51m40s~50s の区間付近まで相互相関係数は 0.92~0.70 と高い値を保ちつつ推移する. しかし, それ以降の区間では両者の相関は急速に落ち, 04h52m00s 以降では相互相関係数が 0.2 以下となる区間も存在する.

ii) 振幅の検討

有珠山 A 点で観測された超低周波音の振幅を先述の (1) 式による理論振幅と比較する. v として上下動速度

の最大振幅 5.48cm/s を取り, ρ と c をそれぞれ高度 0m での標準大気値, $\rho = 1.23\text{kg/m}^3$, $c = 340\text{m/s}$ として (1) 式に代入すると $p = 22.9\text{Pa}$ が得られる. 一方, 観測された超低周波音の最大振幅は 9.49Pa であり, また, 上下動速度波形の最大振幅に対応する山と谷での振幅は 8.68Pa である. これらの値はそれぞれ理論振幅 22.9Pa の 0.41 倍, 0.38 倍であり, 理論振幅と良く一致しているとは言えないものの, オーダー的には一致していると言える.

iii) スペクトル

有珠山 A 点での超低周波音波形の周波数スペクトルを Fig. 5 に示す (灰色の実線). スペクトル解析には FFT を用い, 解析区間は波形の発現からの約 82 秒間である. 最大のピークは 0.4Hz 付近に現れており, これは人間の耳の可聴域の下限 20Hz を大きく下回る周波数である.

一方, Fig. 5 には, 有珠山 A 点での上下動速度波形の周波数スペクトル (黒実線) も併せて示す. 超低周波音スペクトルの各ピーク周波数は上下動速度のそれらに良く一致しており, 全体のスペクトル構造も一見すると上下動速度のそれに良く類似している. しかしながら, 上下動速度スペクトルと (1) 式から導かれる, 地震動によって放射される超低周波音のスペクトル強度理論値 (点線) と細かく比較した場合, 観測された超低周波音のスペクトル強度はおよそ 10Hz 以上の周波数域では理論値とほぼ一致しているものの, それ以下の周波数域では周波数が下がるにつれて理論値より次第に弱まっていく様子が見られる. 特に 1Hz 以下では理論値より 1 桁近く (振幅にすると 2~3 倍程度) 弱くなっている.

iv) 考察

以上に示したように, 今回有珠山 A 点で観測された超低周波音波形は, 観測点への地震動の到達とほぼ同時に発現しており, 初動発現から最大振幅を少し過ぎるまでの区間では上下動速度波形との相関が高く, スペクトル構造も上下動速度のそれに類似している. また, 振幅も (1) 式による理論的な値とオーダー的には一致している. これらのことから, この超低周波音は, 基本的には観測点直下の地震動 (上下動速度) によって放射されたものと結論することができる.

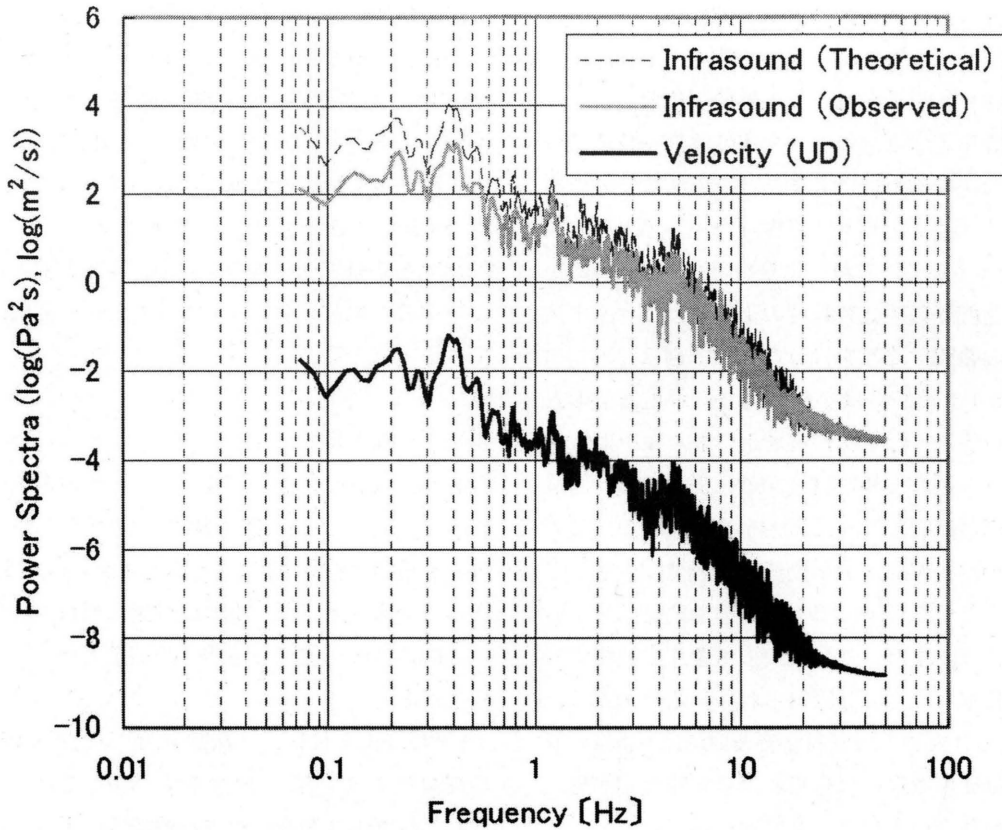


Fig.5 Fourier spectra of the waveforms of the infrasound (gray solid line) and the ground velocity in vertical component (black solid line) obtained at USU-A. Theoretical spectra of infrasound emitted by vertical ground motion(broken line) are also indicated.

しかしながら、細かく見るならば問題が2点ほど残されている。

まず、最大振幅を少し過ぎて以降、上下動速度波形との相関が悪くなることについては、観測点周辺へのS波の到達後、観測点から少し離れた地点の水平動および地形の存在によって水平方向近くに強く放射された音波が観測点に到達した可能性が考えられる。有珠山A点は有珠山の山頂から南に1.7kmと近い距離にあり、このメカニズムによって発生した音波の影響が大きいことが予想される。

次に、超低周波音の最大振幅が(1)式から導かれる理論振幅と2倍以上の差がある問題について考察する。(1)式の係数 ρc をまとめて以下「音響変換係数」と呼ぶことにする(その単位は $[\text{Pa}\cdot\text{s}/\text{m}]$)。高度0mでの標準大気の場合($\rho=1.23\text{kg}/\text{m}^3$, $c=340\text{m}/\text{s}$)は音響変換係数は418.2となるが、今回の有珠山A点の観測例では音響変換係数は173と、標準大気の半分以下の値となる。なお、このような例は今回の十勝沖地震に限らず、2004年11月29日の釧路沖の地震($M_j: 7.1$)

では、有珠山A点での速度波形の卓越周波数は十勝沖地震と同じ約0.4Hzであったが、音響変換係数は192と十勝沖地震に近い値である。また、1995年1月17日の兵庫県南部地震($M_j: 7.3$)を桜島E点で観測した事例(坂井・他, 1996)からも、速度波形の卓越周波数約0.3Hzに対して音響変換係数は約80となる。

ここで、先にFig.5に示したように、今回の有珠山A点での超低周波音スペクトル強度は約10Hz以上では理論値とほぼ一致しているものの、それ以下の周波数域では周波数が下がるにつれて理論値より次第に弱くなっている。この解析結果は、約10Hz以下の周波数域では音響変換係数に周波数特性があり、低周波側ほど音響変換係数が小さくなることを強く示唆する。この問題について、以下で定性的な理解を試みる。

(1)式は一般的な平面波の放射を表す式と同じである。厳密に言えば、(1)式は無限に広がっている空間内で無限に大きい平板が一様に振動した場合に成立する式である。一方、実際の地震の場合は、各地点での地震動は同じではなく、また振幅も各地点で異なるため、

平面波の発生に必要な条件は厳密には成り立たない。特に、波長の長い低周波の音波の場合には、平面波として近似できる音波を発生させるためにはより大きな振動平板が必要となる (例えば, 早坂, 1986) ため, 平面波発生の条件が成立しにくくなる。例えば, 0.4Hz のレイリー波の位相速度を 3.0km/s とするとその波長 λ は 7.5km となるが, 仮に $\lambda/4=1875\text{m}$ の大きさを持つ地表面が同一の振動をすとしても, 0.4Hz の音波の波長 ($c=340\text{m/s}$ とすると $\lambda=850\text{m}$) より充分大きいとは言えず, 従って完全な平面波は発生できないと考えられる。

そこで, 空振計直下の地表面のある限られた円形領域から放射された音波のみが空振計で観測されると考えよう。つまり, ある半径を有するピストン円板によって近距離音場の正面軸上に形成される音圧を考える。xy 平面上に存在する半径 a の円板が速度 $v=v_0e^{i\omega t}$ で振動している場合, z 軸上の高さ z の点での音圧 p_2 は, 音波の波数を k として次の式で表される (例えば, 早坂, 1986)。

$$p_2 = \rho c v (e^{-ikz} - e^{-ik\sqrt{z^2+a^2}}) \dots (3)$$

よって, 音波が地表面のある限られた領域から放射される場合には, その音圧は波数 k の関数となり, 従って周波数特性を有することとなる。詳細は省略するが, (3)式と粒子速度を表す式とから, 低周波側ほど音響変換係数が小さくなることを導くことができる。

ところで, (3)式は $z \rightarrow 0$ かつ $a \rightarrow \infty$ の極限で(1)式に一致する。一方, 有珠山 A 点空振計の設置高 $z=2\text{m}$ に対し, 実際の地震の場合の a は数十~数百 m 程度と考えられ, 上記の極限の条件に近付くため, (3)式を安定的に扱うことは困難となる。換言すれば, 実際の地震によって発生する超低周波音は(1)式と(3)式の間接的な性質を有していると考えられ, 従って, これ以上の解析的な取り扱いには困難である。定量的な解析には有限要素法などの数値計算手法の導入が必要となることが予想され, 今後の課題としたい。

4) 有珠山 A 点以外の観測点での超低周波音波形のスペクトル

有珠山 A 点以外の 7 観測点の超低周波音波形についてもスペクトル解析を行った。図示は省略するが, 各

点の超低周波音スペクトルの最大ピーク周波数は約 0.1~0.4Hz に分布していた。従って, 今回観測された超低周波音はいずれの観測点においても人間の耳には聞こえない, 極めて低い周波数帯の成分が中心となって構成された音波であったと言える。

有珠山 A 点以外の観測点では, 短周期地震計が併設されている点においても, 速度波形の主要部の詳細は振り切れのため不明である。しかしながら, 有珠山 A 点の解析結果からすると, これらの観測点の超低周波音波形は最大振幅付近までは上下動速度波形に類似していると推察される。地震波形の場合は一般に震央距離が増大するほど高周波成分が減衰して低周波成分が卓越するようになることから, 超低周波音の卓越周波数も震央距離との間に同様の関係があることが期待されるが, 震央距離が小さい十勝岳 O 点の卓越周波数が約 0.1Hz と低い一方, 震央距離の大きい駒ヶ岳 A 点の卓越周波数が約 0.4Hz と高いなど, 上で期待したような関係は見られなかった。各空振観測点の震央距離は約 180~290km とそれほど大きくは異ならないため, 震央距離の増大による高周波成分の減衰の効果よりも, 各観測点付近の地盤特性の違いによって上下動速度の卓越周波数が異なる効果の方が大きく現れたものと思われる。

3-2. 有珠山の 2 点の超低周波音波形に見られる特異な相

先述のように, 有珠山 A 点での超低周波音波形には, 発現から約 3 分後の 04h54m 過ぎから, 上下動速度波形には見られない明瞭な相が約 2 分間にわたって見られる (Fig. 4 参照)。同様の相は有珠山 A 点から NNE 方向に約 3.3km 離れた有珠源太川空振計での超低周波音波形にも見られる (後出の Fig. 8 参照) が, 有珠山以外の観測点での波形には見られないか, あるいはそれほど明瞭ではない (Fig. 2 参照)。有珠山の 2 点にこの特異な相が現れている時間帯には両点の上下動速度波形にはいずれも顕著な相は見られないことから, これまで見てきたような各観測点付近の地震動によって放射された超低周波音と考えることは困難である。

有珠山の 2 点の超低周波音波形からこの特異な相付近を拡大して Fig. 6 に示す。各波形の右端に示した数値は図示した区間の最大振幅である。特異な相は有珠源太川より南に位置する有珠山 A 点の方が先に発現し

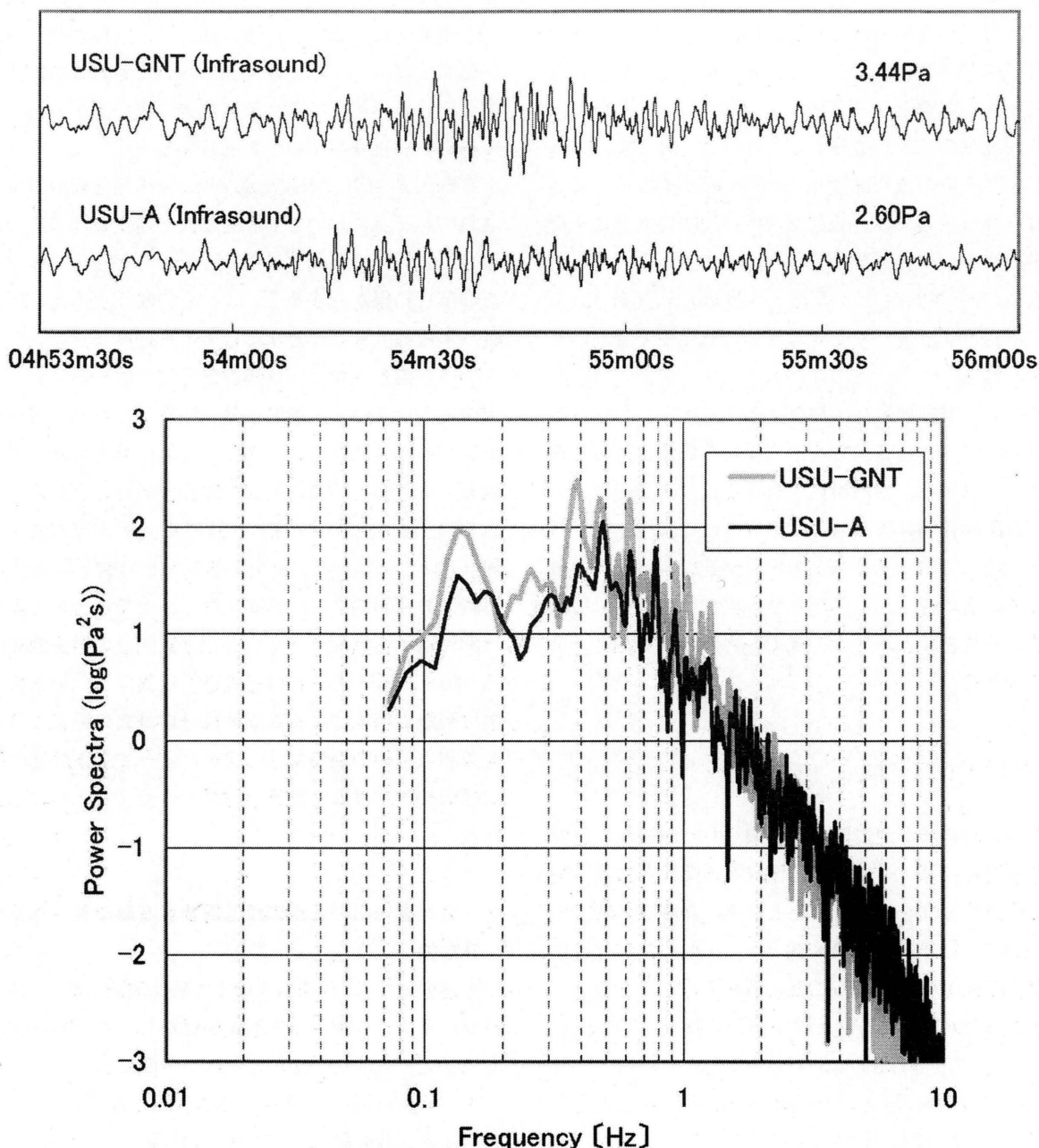


Fig.6 The upper two traces represent the waveforms of characteristic infrasonic phases observed at USU-GNT and USU-A. Their Fourier spectra are shown in the lower part of the figure.

ているように見えることから、その発生源は南方に存在するの考えるのが自然である。一方、振幅については有珠源太川の方がやや大きい。Fig.6には両波形のスペクトルも示す(10Hz以上は省略した)。解析区間はいずれも04h54m00sからの約82秒間である。最大ピーク周波数は有珠源太川が0.39Hz、有珠山A点が0.49Hzと多少異なっているものの、幾つかの顕著なピークの周波数が両点で互いに良く一致していることが

ら、この特異な相の発生源は同一である可能性が高いものと推察される。一方、有珠山A点での特異な相のスペクトルを超低周波音主要部のスペクトル(Fig.5参照)と比較した場合、両者の各ピークの周波数は互いに一致しておらず、従って両者の間には直接的な関連性はないものと推定される。

次に、有珠山A点の超低周波音波形を時間的に後方にずらしながら両点の超低周波音波形の相互相関を取

って行くと、有珠山 A 点の波形を約 15.3 秒遅らせた場合に相互相関が最も高くなる (その時の相互相関係数は 0.48)。しかしながら、両観測点を結ぶ直線の延長上にこの相の発生源があったと仮定しても、両観測点の距離約 3.3km を 15.3 秒間で伝播する波動の速度は約 216m/s と通常の音速より有意に遅く、従って音波が水平方向に伝播したものと考えることは困難である。

この特異な相の発生機構の一つの可能性として、火山の爆発的噴火の際に現れることがある爆発音の外聴域と同様に、ある地点での地震動によって発生した超低周波音が上空に伝播した後に上層大気逆転層や風速勾配によって屈折して地表に戻って来た可能性を挙げたい。その際、両観測点への音波線の経路が大きく異なり、音速の大きく異なる領域を通過して来たとするれば、両観測点間での見かけの伝播速度が通常の音速より有意に遅いことを説明し得る。大気構造が水平方向に一樣であると仮定して音波線解析を行った結果、典型的な大気構造の場合 (Fig. 7) は、顕著な逆転層である成層圏で屈折した音波が地表に戻って来るには十数分の時間を要することが結論されるが、有珠山の特異な相は地震発生の約 3 分後に観測されていることから、高度数 km (対流圏内) に逆転層が存在しなければならないことが推定される。地震前日 21h および地震当日 09h の札幌のエマグラムにはそのような対流圏内の逆転層は見られないが、地震発生時には東北地方北部付近に低気圧が存在しており、北海道上空の大気構造も変化が激しかったものと考えられ、時間的にも空間的にも局所的な逆転層が対流圏内に存在した可

能性がある。逆に、地震動による超低周波音は広範囲の地表面から発生したはずであるにも係わらず、この特異な相が有珠山においてのみ明瞭に観測されたことは、高度数 km の逆転層が空間的に局所的に存在したことを示唆する。

しかしながら、詳細な音波線解析には地震発生時の詳しい 3 次元的な気象データが必要であるが、それが存在しない以上、定量的な推定は困難であり、ここでは上記の考えを一つの可能性として提示するに止めたい。

3-3. 超低周波音の後続波の特徴

最後に、今回の十勝沖地震で初めて観測された、長時間にわたって継続する超低周波音の後続波に注目する。

Fig. 8 は有珠源太川観測点における 04h48m00s から 30 分間の上下動速度波形 (短周期地震計による) および超低周波音波形を示したものである。上下動速度波形は本震時には振り切れているが、その後、数個の余震を交えつつも順調に減衰している。それに対し、超低周波音波形は上下動速度波形の振動が収まった後もなかなか減衰せず、図示した 30 分間の全区間にわたって微弱な振動を書き続けていることが分かる。超低周波音の振幅の時間変化についてより詳しく見ると、05h04m 頃に一旦減衰した振幅が 05h09m 頃から再び増加に転じており、時間と共に単調減少している訳ではない。また、特に注目すべきは 05h10m の M5.8 の余震発生時である。上下動速度波形には大振幅の余震波形が現れており、その最大振幅 (65.7×10^{-5} m/s) から地

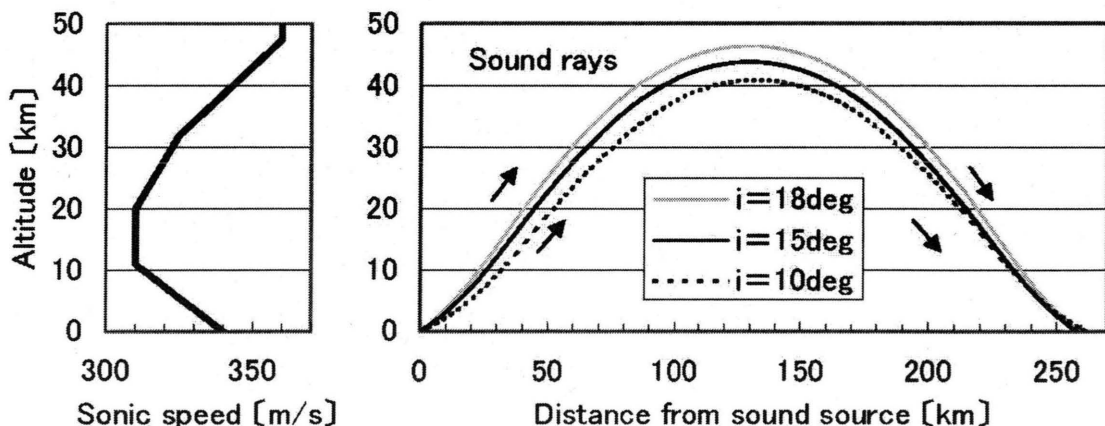


Fig.7 An example of distribution of sonic speed in a typical atmosphere (left) and sound rays calculated by it (right). Parameter i indicates the projection degree of the sound measured from horizontal plane.

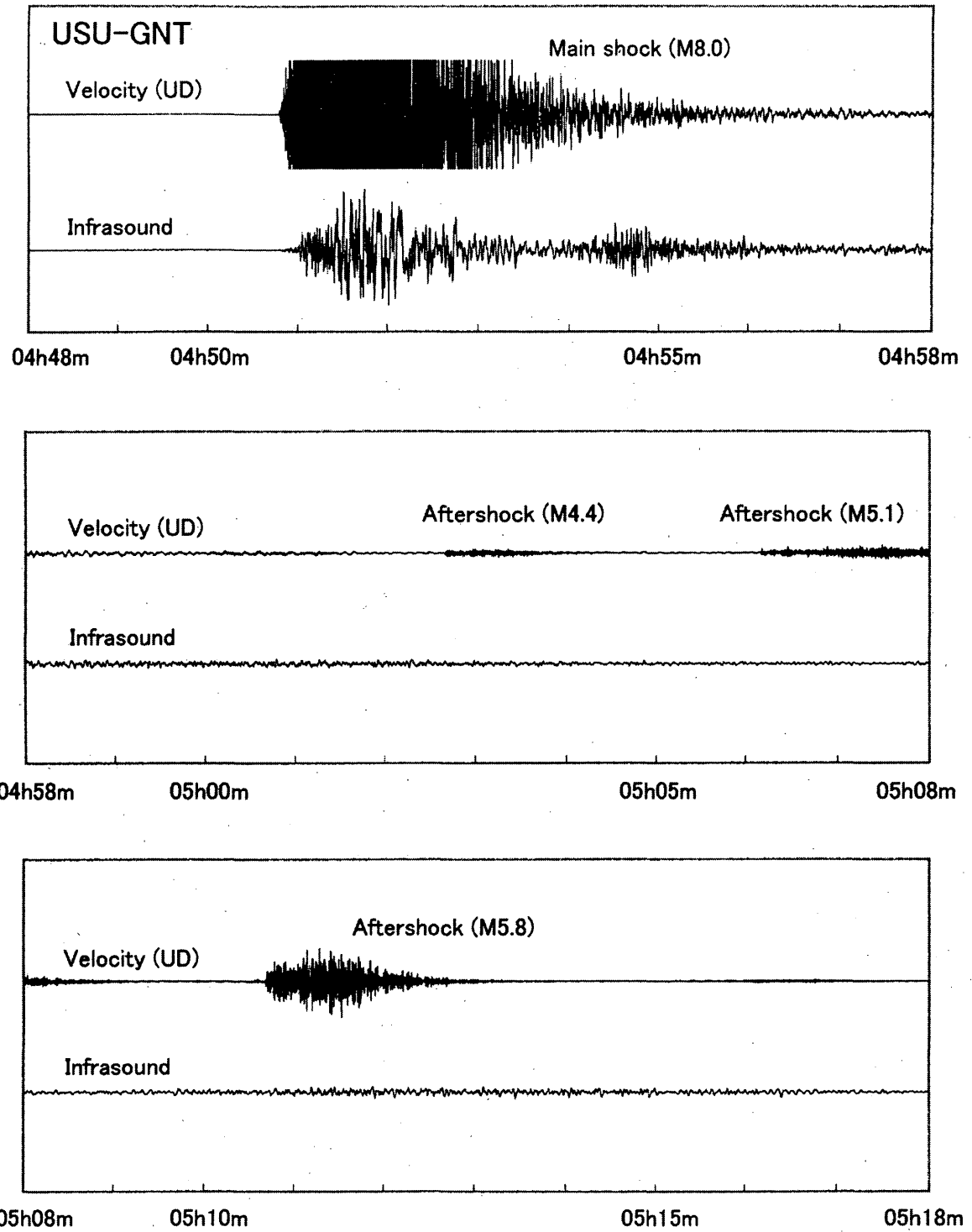


Fig.8 The 30-minutes waveforms of coda sections of the ground velocity record in vertical component and infrasonic record obtained at USU-GNT. A continuous and almost steady oscillation is seen only in the infrasonic record.

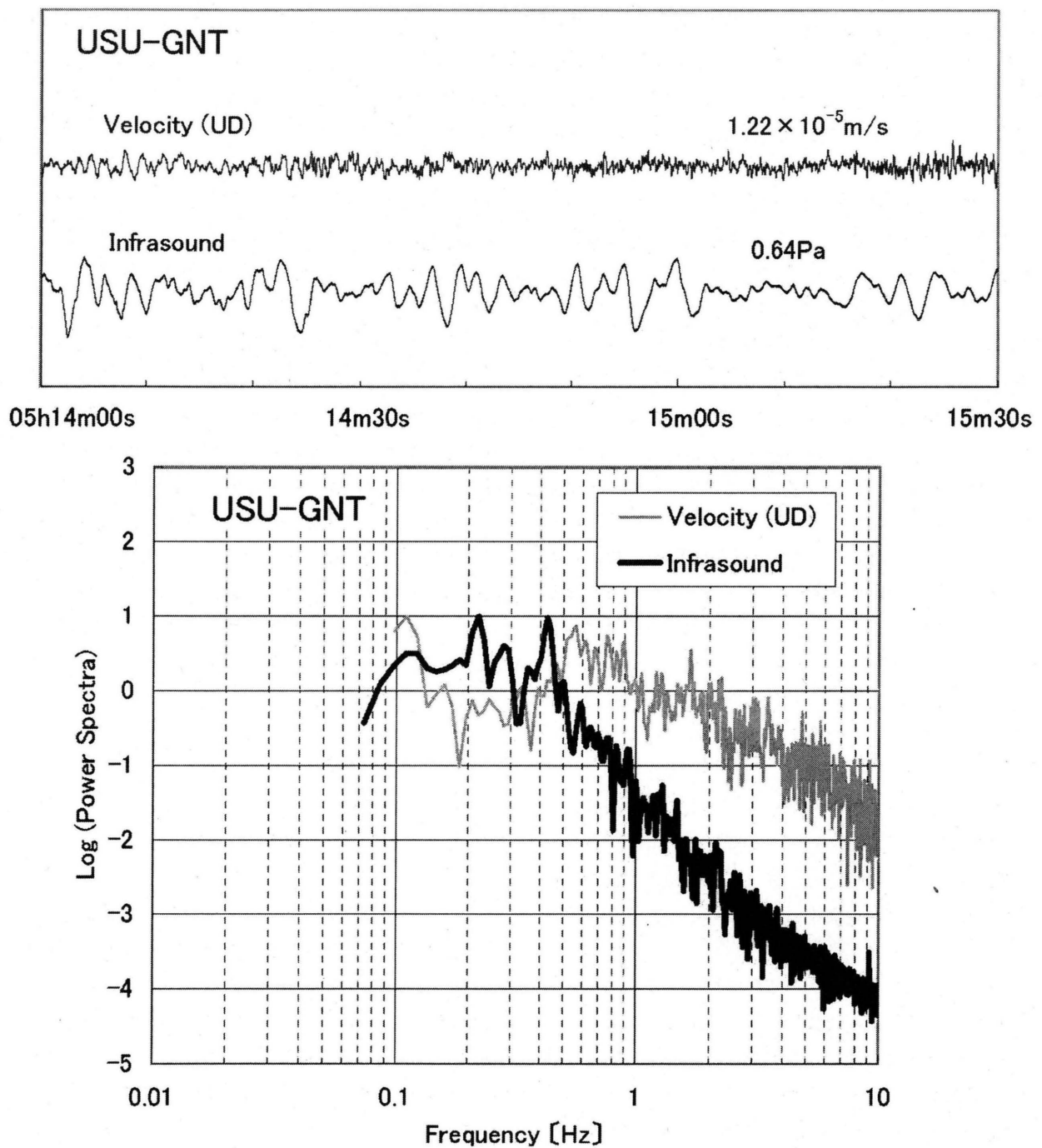


Fig.9 The upper two traces represent 90-seconds waveforms of coda sections of the ground velocity record in vertical component and the infrasonic record obtained at USU-GNT. Their normalized Fourier spectra are shown in the lower part of the figure.

震動によって放射される超低周波音の理論振幅を求めると、(1)式で標準大気を仮定した場合で 0.27Pa となるが、その一方、観測された超低周波音波形には目立った変化は見られず、地震波形とはほとんど無関係に振幅 0.5Pa 前後のほぼ定常的な低周波振動を継続している。さらに、この M5.8 の余震による地震動が収まった 05h14m からの 1 分間ほどに注目すると、この区間の超低周波音の振幅は、上下動速度振幅から(1)式によって導かれる理論振幅の 100 倍程度に達している。

ここで、Fig. 8 に示した上下動速度波形は短周期地震計によるものであり、その振幅特性は 1 Hz 以下では急速に低下することから、地震波の後続波のうち 1 Hz 以下の低周波成分を捕捉しきれていない可能性もある。そこで確認のため、後続波の上下動速度波形と超低周波音波形のスペクトルを比較する。Fig. 9 は有珠源太川の 05h14m00s から 90 秒間の上下動速度波形と超低周波音波形、および同時刻から約 82 秒間の両波形のスペクトル解析結果である。なお、両スペクトルの強度は、ピーク周波数の比較をしやすくするためそれぞれの最大値で規格化した。超低周波音スペクトルの最大ピーク周波数は 0.22Hz であり、次いで 0.43Hz、0.28Hz に顕著なピークが存在するが、上下動速度スペクトル上のそれらの位置には目立ったピークは存在していない。このことは、両者のピーク周波数に良い一致が見られた波形主要部のスペクトル解析結果 (Fig. 5 参照) とは対照的な結果である。従って、超低周波音の後続波部分は同時刻の地震動 (上下動) とは直接的な関連を持たないことが示される。

以上と同様の特徴は、有珠源太川だけではなく全ての観測点の超低周波音波形に概ね共通している。

それでは、この超低周波音波形に見られるほぼ定常的な後続波は一体どのようにして形成されたものだろうか。M8.0 の本震による強い地震動の伝播に伴い、広範囲の地表面から超低周波音が放射されたはずである。それらのうち水平方向に伝播したものが次々と空振観測点に到達したはずであり、それらが重なり合ったものが、観測された後続波の主体と考えられる。また、そのような直達音波の他にも、山岳地形等で反射された後に観測点に到達したエコー (こだま) や、前節で述べたような上層大気の逆転層によって屈折して地表に戻って来た音波、あるいは上層大気の顕著な不連続面と地表面との間で反射を繰り返した音波も部分

的には関与しているものと考えられる。特に、後続波の振幅が地震発生の約 19 分後の 05h09m 頃から増加に転じているのは、前節での音波線解析の結果から、各地の地表面から上空に伝播した音波が顕著な逆転層である成層圏で屈折し、それらが重なり合って観測点に到達した結果であることが示唆される。以上のような様々な経路を通して来た音波が重なり合って空振観測点に到達することにより、長時間にわたってほぼ定常的な振動を継続する後続波が形成されたものと推定される。

地震動が収まって以降も長時間継続するこのような超低周波音の後続波は、今回の十勝沖地震で初めて観測された現象である。もしその形成機構に関する上記の推定が正しいとするならば、比較的小規模な地震の場合には地震動によって発生する超低周波音の振幅が小さいため、観測点に到達するまでの長い経路の途中で減衰し、観測される振幅レベルにまで達しないのであろう。この種の後続波は広範囲に強い揺れをもたらす M8 クラスの大規模な地震によって初めて観測可能な振幅に達するものと思われる。

4. その他の超低周波音記録

前節では北海道内の火山観測用空振計によって得られた超低周波音波形について見たが、本節ではそれ以外の観測記録について概観する。

4-1. 本州以南の火山観測用空振計による記録

東北地方では 4 火山 (岩手山、吾妻山、安達太良山、磐梯山) に空振計が設置されているが、いずれも十勝沖地震発生時に東北地方を通過中だった低気圧と寒冷前線による風ノイズの影響を受けており、それらの空振計記録から超低周波音波形を識別することは困難である。

関東、中部、伊豆諸島方面では、那須山、浅間山、伊豆東部火山群、および伊豆大島で本震の地震動と同時に微弱な超低周波音波形が観測された。しかしながら、観測された超低周波音の振幅が観測限界に近く解析が困難であるため、本稿では超低周波音が観測された事実の紹介のみに止める。

九州地方の各火山に設置されている空振計でも超低周波音は観測されなかった。

4-2. 微気圧計による記録

微気圧計は大気圏内での核爆発実験の探知を目的とする、約 20~1000 秒で平坦な周期特性を有する測器であるが、地震火山現象に伴う気圧変動も偶発的に記録することがある。今回の十勝沖地震に伴って空振計で観測されたような観測点付近の地震動によって放射された超低周波音はしばしば記録されている他、1964 年アラスカ地震 (M_w : 9.2) の際には、震源付近の上下変位によって励起され亜音速 (~320m/s) で水平方向に伝播した周期 10~20 分程度の長周期の気圧波が米国本土の微気圧計によって観測された (Bolt, 1964; Mikumo, 1968)。この種の気圧波の発生を捉えるには、空振計より長周期域で平坦な周期特性を有する微気圧計による観測が必要と考えられる。

今回の十勝沖地震時の全国 8 地点の微気圧計記録を調査したところ、4 地点 (釧路, 稚内, 秋田, 輪島) において本震の地震動到達と同時に気圧変動が記録されていた。しかしながら、アラスカ地震の際に観測されたような震源付近から亜音速で伝播した長周期の気圧波は、いずれの地点でも記録されていなかった。Plafker (1965) によると、アラスカ地震の際には最大で 10m を超える上下変位が発生している。一方、今回の十勝沖地震による上下変位は最大でも 1.5m 程度と推定されており (例えば、気象庁, 2004), アラスカ地震に比べれば 1 オーダー小さな値である。このことから、アラスカ地震の際に観測されたような長周期の気圧波は、 M_w 9 クラスの巨大地震によって数 m 程度の非常に大規模な上下変位が広範囲にわたって発生した場合にのみ、観測可能な振幅にまで励起されるものと思われる。

5. 結論

2003 年 9 月 26 日に発生した十勝沖地震 (M_j : 8.0) の地震動到達と同時に、気象庁が北海道内の 5 活火山に設置している 9 点の空振計で明瞭な超低周波音が観測された。この超低周波音の波形は初動から最大振幅付近までは上下動速度波形に類似しており、観測点付近の上下動によって放射されたものと結論される。10Hz 以下の低周波域ではそのスペクトル強度は理論値より小さくなることから、低周波域では上下動による超低周波音の発生効率が低下することが示唆される。一方、有珠山の 2 観測点の超低周波音波形には、地震

発生の約 3 分後に地震波形には見られない明瞭な相が見られる。ある地点での地震動によって発生した超低周波音が上空に伝播し、対流圏内の高度数 km に存在した逆転層によって屈折して地表に戻って来たものである可能性がある。また、地震動の減衰後も長時間継続する微弱な超低周波音後続波が今回初めて観測された。これは本震による強い地震動の伝播に伴って広範囲の地表面から放射された超低周波音が水平方向に音速で伝播し、それらが次々と空振観測点に到達して重なり合ったものが主体となって形成されたものと推定される。1964 年アラスカ地震の際に観測されたような震源付近の上下変位によって励起され亜音速で伝播した長周期の気圧波は、今回の十勝沖地震では観測されなかった。

謝辞

本稿の執筆を開始するに当たり、気象研究所地震火山研究部の山本哲也室長から貴重なご助言を頂きました。同部の吉田康宏氏からは波形のフィルター処理についてご教示頂きました。空振計および地震計データの収集に当たっては、仙台管区気象台地震火山課の吉川一光主任技術専門官、気象庁地震火山部中村政道氏、福岡管区気象台内田直邦氏、並びに札幌管区気象台中橋正樹氏から多大なご協力を頂きました。微気圧計記録の収集については、稚内地方気象台安藤忍氏 (現札幌管区気象台)、釧路地方気象台柳沼秀之氏、秋田地方気象台、輪島測候所吉坂光一氏および林幹太氏、米子測候所石原久幸氏、室戸岬測候所、鹿児島地方気象台菅井明氏のご協力を頂きました。査読者である気象大学三上直也教授および気象庁地震火山部山里平氏の適切な助言により、本稿は大きく改善されました。深く感謝致します。最後に、全国の気象庁火山観測網の維持および 24 時間常時観測に従事されている各火山監視・情報センターの方々に敬意を表します。

参考文献

- 気象庁 (1994): 火山観測指針 (観測編), 255-4.
- 気象庁 (2004): 平成 15 年十勝沖地震の活動概要, 地震予知連絡会会報, 71, 84-95.
- 坂井孝行・山里平・宇平幸一 (1996): 桜島火山の C 型微動に伴う超低周波音, 火山, 41, 181-185.

- 早坂寿雄(1986):技術者のための音響工学, 丸善, 305pp.
- 吉川 茂・藤田 肇 (2002): 基礎音響学, 講談社サイ
エンティフィク, 269pp.
- Bolt, B. A. (1964) : Seismic air waves from the great 1964
Alaskan earthquake, *Nature*, **202**, 1095-1096.
- Cook, R. K. and Young, J. M. (1962) : Strange sound in the
atmosphere 2, *Sound*, **1**, 25-33.
- Cook, R. K. (1971) : Infrasound radiated during the
Montana earthquake of 1959 August 18, *Geophys. J. R.
astr. Soc.*, **26**, 191-198.
- Mikumo, T. (1968) : Atmospheric pressure waves and
tectonic deformation associated with the Alaskan
earthquake of March 28, 1964, *J. Geophys. Res.*, **73**,
2009-2025.
- Plafker, G. (1965) : Tectonic deformation associated with
the 1964 Alaskan earthquake, *Science*, **148**, 1675-1687.
- Yamasato (1998) : Nature of infrasonic pulse accompanying
low frequency earthquake at Unzen volcano, *Japan. Bull.
Volcanol. Soc. Japan*, **43**, 1-13.