

1998年岩手県内陸北部地震前後の地震波速度変化

東北大学大学院理学研究科* 内田直希・西村太志・吉本和生・中原 恒
佐藤春夫・大竹政和・田中 聡・浜口博之

Temporal Change of Seismic-wave Velocity Associated with the 1998 Northern Iwate Prefecture, Japan Earthquake

Naoki UCHIDA, Takeshi NISHIMURA, Kazuo YOSHIMOTO,
Hisashi NAKAHARA, Haruo SATO, Masakazu OHTAKE,
Satoru TANAKA and Hiroyuki HAMAGUCHI

Graduate School of Science, Tohoku University,
Aoba-ku, Sendai-shi, Miyagi 980-8578, Japan

(Received November 29, 2001; Accepted June 13, 2002)

We analyze seismic waveform data from three artificial chemical explosions conducted before and after the 1998 northern Iwate Prefecture earthquake ($M 6.1$), on September 3, 1998. These explosions were carried out at the same location; about one month before, two months after, and two years after the earthquake. The waveforms of the three explosions are quite similar at three stations deployed on and around the hypocentral area of the $M 6.1$ earthquake. In order to detect small differences of travel time and waveform of coda, we calculate their coherence and phases by using the cross-spectral analysis. The result of phase spectral analysis shows that the seismic-wave velocity decreased 0.1–0.9% during the period including the earthquake occurrence. On the other hand, seismic velocity change is not found between the waveform data for the two explosions conducted after the earthquake. This observation strongly suggests that the velocity change took place associated with the occurrence of the $M 6.1$ earthquake.

Key words: Seismic velocity change, Cross-spectral analysis, Controlled source experiment, The 1998 northern Iwate Prefecture earthquake, Iwate Volcano.

§1. はじめに

地殻を構成する岩石の弾性波速度は、封圧の増加に伴って増大し、また水の飽和により変化することが室内実験の結果から知られている [例えば、Birch (1960), Simmons (1964)]. 地殻内部においても、同様の現象が地震の発生過程と関連して発生する可能性がある。Nur (1972) と Scholz *et al.* (1973) は、地殻のクラック密度の増加と周囲からの流体の流入により地震前に地震波速度が大きく変化する可能性 (ダイラタンシー・ディフュージョンモデル) を指摘した。その後、人工地震や自然地震の波形データを用いて、地震波速度の時間変化

について多くの研究がなされるようになった。

採石発破の比較的精度の高いP波初動の走時から地震波速度変化の検出を試みた研究として、Boore *et al.* (1975), Kanamori and Fuis (1976), McEvelly and Johnson (1974), Wesson *et al.* (1977) などがある。これらの研究によれば、ダイラタンシー・ディフュージョンモデルから予想されるような数～十数%の大きな地震波速度変化は見出されなかった。

その後、ごく僅かな地震波速度変化の検出を目的として、震源の再現性に優れたエアガンを用いた走時解析 [Leary *et al.* (1979), Reasenber and Aki (1974)] や、超音波発振器を用いた鉱山での岩盤内音速測定 [Yukutake *et al.* (1988)] などの精密な観測が行われるように

* 〒980-8578 仙台市青葉区荒巻字青葉

なった。これらの実験は、地球潮汐による応力変化に対応して地震波速度が0.1~1%程度変化することを明らかにした。また、Furumoto *et al.* (1998) は伊豆大島で行われた一連の人工爆破の記録データ(8年間に7回の実験)を海洋潮汐による海洋荷重の変化の影響を補正して再解析し、波線経路の平均で 10^{-5} /yearのP波の速度増加率を検出した。彼らはこれをフィリピン海プレートの沈み込み運動に伴う地殻内の定常的な応力の蓄積によるものと解釈した。

地震発生に関連した地震波速度変化の報告例もある。Poupinet *et al.* (1984) は、1979年のCoyote Lake地震(M 5.9)の断層域で本震前後に発生した相似地震についてクロススペクトル解析を行い、余震域の南端付近で0.2%のS波速度の低下を検出した。生田・他(2001)、Sano and Hirano (1998)、Yamamura (2000) は、ピエゾ発振器や精密制御定常震源システム(ACROSS)の震源を用いて地震波速度の精密な測定を行った。例えばSano and Hirano (1998) は、釜石鉱山においてピエゾ発振器を用いた精密な岩盤内音速測定を16mの距離で実施し、1994年三陸はるか沖地震(M 7.5、震央距離270km)などのいくつかの大地震の発生にともなった0.01%程度の地震波速度の減少を検出している。彼らはこの変化を、応力の低下によって岩石中のクラックが開いたためと解釈している。

以上のように、地震発生や応力の蓄積解放過程に関連した地震波速度の時間的な変化がいくつか報告されている。しかし、観測事例は依然として少なく、断層近傍での事例はさらに少ないことから、地震発生サイクルにおける地震波速度の時間変化について未だ十分な知見を得るに至っていない。

われわれは、1998年9月3日に岩手県内陸北部で発生した M 6.1の地震(以降1998年岩手県内陸北部地震と呼ぶ)の震源断層域にあたる場所で、岩手山の火山活動の活発化に伴い、同地震の発生前から臨時の地震観測点を展開していた。同領域では、1998年の8月に爆破地震動研究グループと内陸地震研究グループにより東北地方の島弧地殻構造の調査を目的とする発破が行われたため、1998年岩手県内陸北部地震の発生直前の人工地震記録を得ることができた。さらに、両グループの1998年11月の実験や、岩手山構造探査グループによる2000年10月の人工地震データも良好に記録することができた。われわれは、これら3回の人工地震について臨時観測データに加えて岩手山周辺に展開されていたボアホール型地震計のデータを用いてP波初動の走時解析および波形のクロススペクトル解析を行った。本論文では、これらの解析に基づいて1998年岩手県内陸北部

地震を含む約2年間の震源域における地震波速度変化について報告する。

§2. 1998年岩手県内陸北部地震と人工地震実験

1998年に入ってから岩手山の西部を中心に地震活動が活発化した[Tanaka *et al.* (2002)]。地殻変動データから、1998年の2月から8月にかけて、西岩手山の下に火山性の開口割れ目や圧力源が存在したことが推定されている[例えば、Miura *et al.* (2000)、佐藤(2001)、佐藤・浜口(1999)]。同年の8月より地震活動がやや低下し始めていたところに、9月3日16時58分(JST)、山頂の西南西約10kmで M 6.1の1998年岩手県内陸北部地震が発生した(Fig. 1)。

この地震により、震源に近い岩手県岩手郡雫石町長山では震度6弱を記録し、道路の破損、斜面の崩壊などの被害が生じた[越谷・大石(1999)]。震源の深さは3~7kmで、ほぼ東西方向に水平な主圧縮軸をもつ逆断層型の地震と推定されている[Miura *et al.* (2000)、Nakahara *et al.* (2002)、海野・他(1998)]。震源断層面上の応力降下量は、遠地実体波の解析から4.9MPaと見積もられている[東京大学地震研究所地震予知情報センター(1998)]。Fig. 1に余震分布から求められた推定震源断層面[海野・他(1998)]を示す。この推定震源断層面と地表面との交線付近の雫石町篠崎では、南北約800mにわたって地震断層が出現した[越谷・他(1998)、越谷・大石(1999)、地質調査所(1999)]。その位置は、確実度I、活動度Bの活断層である南北走向の西根断層群[活断層研究会(1991)]の北端部に重なり合う。地表での垂直変位量は最大約40cm[越谷・他(1998)、越谷・大石(1999)、地質調査所(1999)]であった。

この地震の発生の約1カ月前にあたる1998年8月10日、島弧地殻構造の調査を目的として、爆破地震動研究グループと内陸地震研究グループによる人工地震を用いた実験が行なわれた[爆破地震動研究グループ(1999)]。その時の発破点のうちの1つ(以下S1と呼ぶ)は、1998年岩手県内陸北部地震の断層南端付近に位置している(Fig. 1)。1998年岩手県内陸北部地震が9月3日に発生したため、1998年11月2日、両グループは、地殻構造の時間変化を調べる目的でS1とほぼ同じ場所で再度発破を行なった(以下S2と呼ぶ)。続いて、S2から約2年後にあたる2000年10月19日、岩手山直下の3次元速度構造の解明を主要な目的として、岩手山構造探査グループにより9カ所の人工地震源を用いた構造探査が行われた。その内の1つの発破点(以下S3と呼ぶ)はS1、S2とほぼ同じ場所とし、 M 6.1の地震に伴う地殻構造の時間変化を調べられるように設定さ

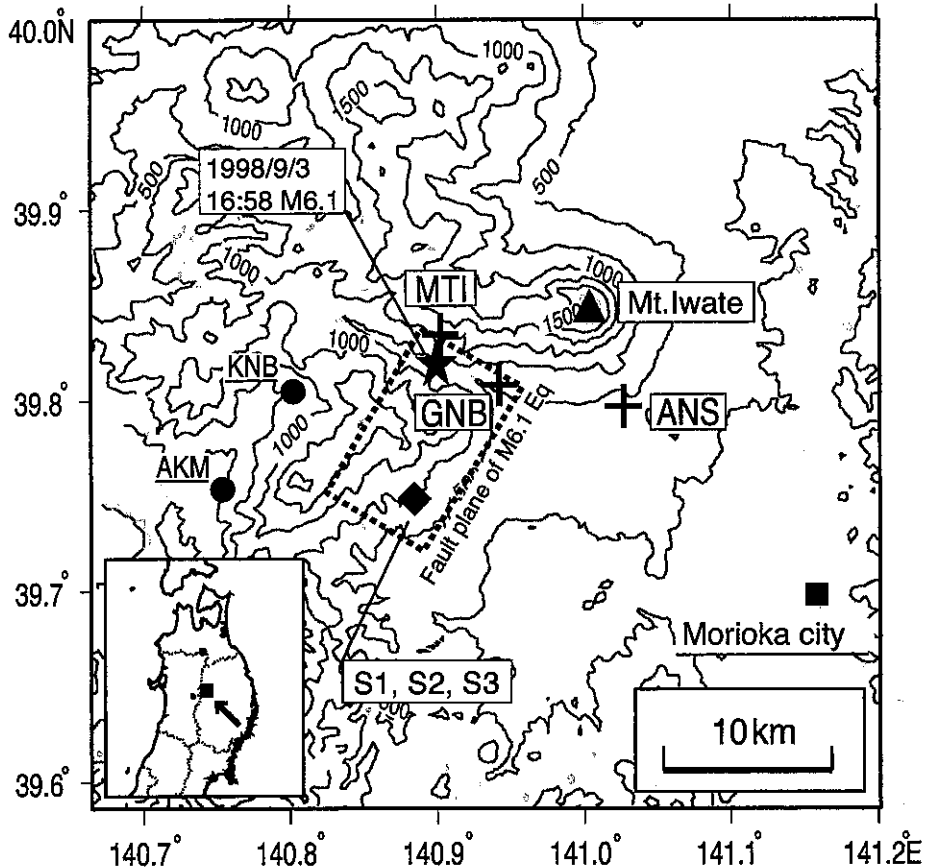


Fig. 1. Locations of seismic stations (crosses), shot points (diamond), the epicenter of the northern Iwate Prefecture earthquake [$M6.1$, September 3, 1998] (star). Horizontal projection of fault plane of the northern Iwate Prefecture earthquake estimated from aftershock distribution [Umino *et al.* (1998)] is denoted by the dotted rectangular. Seismic stations used by Nakamura *et al.* (2002) are also shown by solid circles.

Table 1. List of the three explosions. S1 and S2 were carried out by the Research Group for Explosion Seismology and the Research Group for Intra-Plate Earthquakes. S3 was carried out by the Research Group for Seismic Exploration at Iwate Volcano.

Shot	Date (JST)	Time (JST)	Latitude ($^{\circ}$ N)	Longitude ($^{\circ}$ E)	Elevation* (m)	Depth** (m)	Charge (kg)
S1	1998/08/10	00:52:08.034	39.74541	140.88219	660	30	100
S2	1998/11/02	00:02:03.342	39.74567	140.88228	660	30	100
S3	2000/10/19	01:22:00.609	39.74559	140.88224	660	50	200

* Height of explosion site above sea level.

** Distance from the ground surface to the bottom of the borehole.

れた [田中・他(2002)]. Table 1 に 3 回の発破の仕様を示す。これら 3 回の発破はできるだけ同一の波動を励起させるように近接して行われ、S1 に対して、S2 は約 30 m 北、S3 は約 20 m 北に位置している。S1 と S2 はいずれも薬量 100 kg、孔底深度 30 m であり、孔井地点

の地質構造もほぼ同じである (私信: 爆破地震動研究グループ、内陸地震研究グループ)。S3 は、S1, S2 の倍の薬量 200 kg を用い、その孔底深度は 50 m であった (私信: 岩手山構造探査グループ)。

3 回のうち最初の 2 回の発破については、地震を挟む

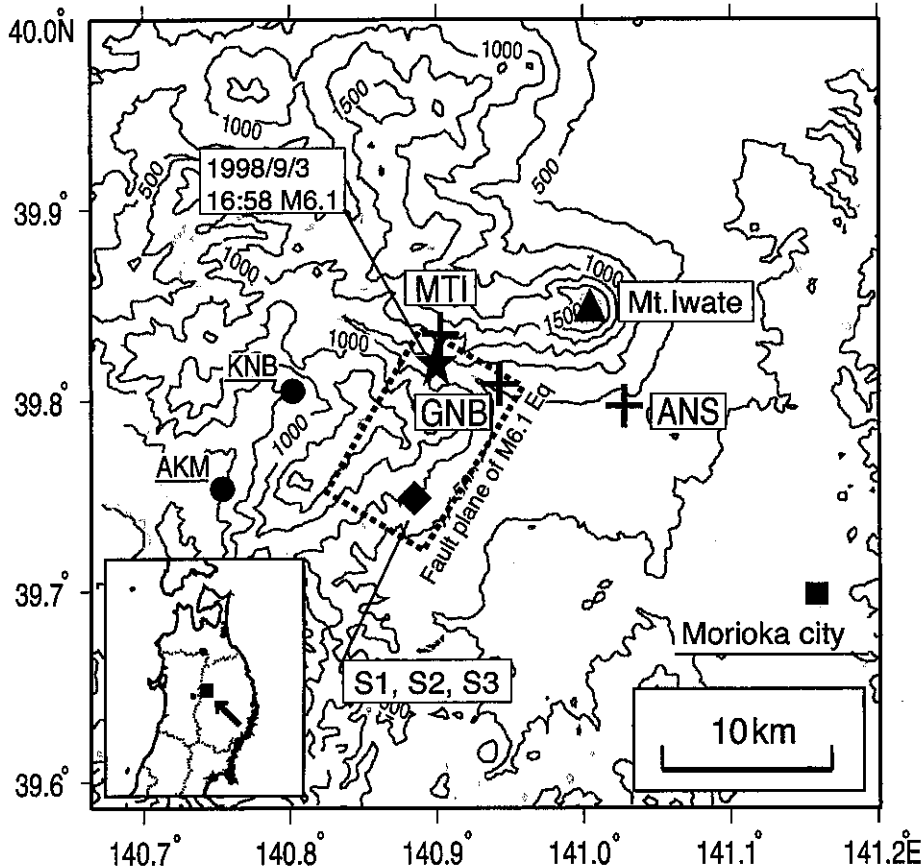


Fig. 1. Locations of seismic stations (crosses), shot points (diamond), the epicenter of the northern Iwate Prefecture earthquake [$M6.1$, September 3, 1998] (star). Horizontal projection of fault plane of the northern Iwate Prefecture earthquake estimated from aftershock distribution [Umino *et al.* (1998)] is denoted by the dotted rectangular. Seismic stations used by Nakamura *et al.* (2002) are also shown by solid circles.

Table 1. List of the three explosions. S1 and S2 were carried out by the Research Group for Explosion Seismology and the Research Group for Intra-Plate Earthquakes. S3 was carried out by the Research Group for Seismic Exploration at Iwate Volcano.

Shot	Date (JST)	Time (JST)	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Elevation* (m)	Depth** (m)	Charge (kg)
S1	1998/08/10	00:52:08.034	39.74541	140.88219	660	30	100
S2	1998/11/02	00:02:03.342	39.74567	140.88228	660	30	100
S3	2000/10/19	01:22:00.609	39.74559	140.88224	660	50	200

* Height of explosion site above sea level.

** Distance from the ground surface to the bottom of the borehole.

れた [田中・他(2002)]. Table 1 に 3 回の発破の仕様を示す。これら 3 回の発破はできるだけ同一の波動を励起させるように近接して行われ、S1 に対して、S2 は約 30 m 北、S3 は約 20 m 北に位置している。S1 と S2 はいずれも薬量 100 kg、孔底深度 30 m であり、孔井地点

の地質構造もほぼ同じである (私信: 爆破地震動研究グループ, 内陸地震研究グループ)。S3 は、S1, S2 の倍の薬量 200 kg を用い、その孔底深度は 50 m であった (私信: 岩手山構造探査グループ)。

3 回のうち最初の 2 回の発破については、地震を挟む

3カ月の間の地殻構造の時間変化を観測波形から検出しようとする試みがいくつかなされている。Nishimura *et al.* (2000b) は、震源断層上および断層域から 5 km 以内の観測点で得られた波形についてクロススペクトル解析を行い、震源域において 0.3~1.0% の地震波速度低下を検出した。Matsumoto *et al.* (2001) は、震源域から南に約 30 km 離れた位置の地震計アレイのデータを用い、震源域において、散乱体の分布が変化したことを報告している。Nakamura *et al.* (2002) は、断層域の西に位置する KNB (発破点からの距離 $\Delta=9.5$ km), AKM ($\Delta=10.8$ km) (Fig. 1 参照) での P 波初動の解析から、断層上盤浅部で 1% 程度の速度低下があったこと報告している。

本研究では、Nishimura *et al.* (2000b), Matsumoto *et al.* (2001), Nakamura *et al.* (2002) で解析に使用された S1, S2 のデータの他に、地震から約 2 年後に行われた S3 のデータを新たに加えた。さらに同地域に設置されているボアホール地震計も加え、地震直前から約 2 年後までのより長期にわたる地震波速度変化について解析を行った。

§ 3. 波形データの特徴

3.1 地震観測の概要

岩手山の火山活動の活発化を受けて、東北大学大学院理学研究科の地震・噴火予知研究観測センターおよび固体地球物理学講座は、1998 年 4 月から同火山周辺で広帯域地震計による観測を行っていた [Nishimura *et al.* (2000a)]. 観測点の配置を Fig. 1 に示す。これらの観測点のうち、MTI, GNB, ANS において、3 回の人工地震実験の良好な記録を得ることが出来た。MTI は 1998 年岩手県内陸北部地震の震央に近く、火山活動が活発であった西岩手火山群の西端に位置する [Tanaka *et al.* (2002)]. GNB は地表に地震断層が確認された位置に近く、M6.1 の地震時に 864 gal の最大加速度を観測した [中原・他 (1999)]. ANS は岩手山の南東に位置し、推定震源断層北東端から 5 km ほど東に離れている。

各観測点には、0.008~50 Hz の帯域で速度応答の特性が平坦な STS-2 型広帯域地震計 (ストレックアイゼン社製) が設置されていた。GNB, ANS では東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センターの観測施設内のコンクリート台座上に、MTI では屋外に作製したコンクリート台上に周囲をコンクリートブロックで囲って地震計が設置されていた。その出力信号は LS 8000WD (白山工業社製) を用いて A/D 分解能 24 bit, サンプル周波数 50 Hz で連続収録された。データは 1 GB および 2 GB のハードディスクに収録され、お

よそ 1 カ月ごとに回収を行った。これらの記録は 2 時間おきに内部時計 (精度 10^{-6} 以上) を GPS 時計で校正することにより、常時 8 ms 以内の刻時精度が確保されている。

本研究では、地表の観測点に加え、GNB と ANS の 300 m ボーリング孔内に設置された固有振動数 1 Hz の JTS-23 地震計 (ア卡西社製) の記録もあわせて解析に用いる。その出力信号は、サンプリング周波数 100 Hz, A/D 分解能 22 bit (GNB) および 16 bit (ANS) でデジタル化されたあと、宮城県仙台市内の地震・噴火予知研究観測センターに伝送され、ハードディスクに連続で収録されている。以下では、GNB, ANS の STS-2 型地震計の観測点とボアホール短周期地震計の観測点をそれぞれ GNB-S, ANS-S および GNB-B, ANS-B と表記することにする。

3.2 観測波形

Fig. 2 に 3 回の発破による MTI ($\Delta=10.1$ km), GNB-S ($\Delta=8.7$ km), ANS-S ($\Delta=13.3$ km) での上下動の速度波形記録を示す。それぞれの観測点について上から順に S1, S2, S3 の波形が示されている。これらの波形には、長周期のノイズをカットするため、1~10 Hz のバンドパスフィルターを施してある。震央距離が大きい ANS-S の初動部を除き、発破による波形は高い S/N 比で記録されている。どの観測点においても明瞭な S 波は見られない。3 回の発破による波形は全体的によく似ている。薬量の多い S3 の振幅は S1, S2 のおおよそ 1.2~1.9 倍であるが、波形の相似性は高い。Fig. 3 に MTI, GNB-S, ANS-S の S1 のバンドパスフィルターをかける前の上下動波形の速度スペクトルを示す。信号の卓越周波数はおおよそ 5 Hz である。0.2~0.5 Hz のあたりに見られる大きな振幅は脈動によるものである。

3.3 初動走時

初動部分の S/N 比の良い地上点 MTI, GNB-S の記録において、直達 P 波の着震時を読み取り走時を求めた結果を Table 2 に示す。発震時刻の精度は 1 ms 以内、P 波初動の読み取り精度はデータのサンプリング間隔 (0.02 s) 程度である。初動走時には、地震前の S1 に対し地震後の S2 の走時が大きい傾向がみられるが、読み取り精度を超える時間差は認められなかった。S2 と S3 を比べた場合も読み取り精度を超える時間差は認められない。したがって、誤差の影響を考えると初動走時に有意な変化は見出されない。

このことから、この期間に直達波が通過する震源域のごく浅い領域 (約 3 km 以浅) では、波線経路の平均で 1% を超える P 波の速度変化はなかったと結論される。

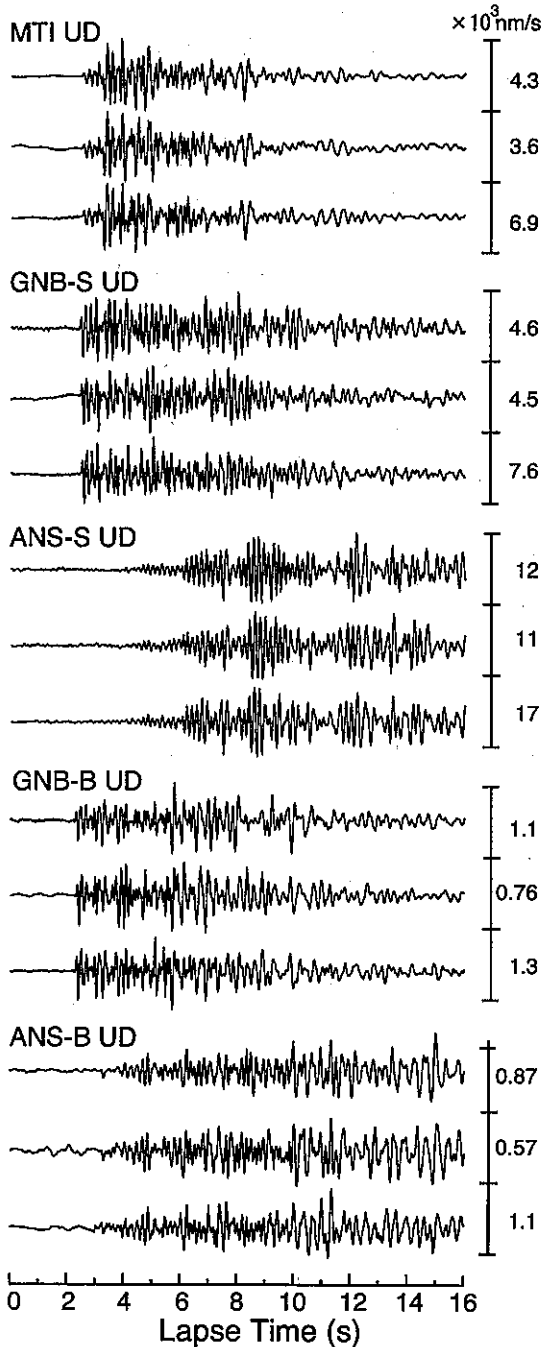


Fig. 2. Vertical-component velocity seismograms from three artificial explosions. Upper, middle and lower traces at each station are band-pass filtered traces (1-10 Hz) for S1, S2 and S3, respectively. Lapse time is measured from the shot time.

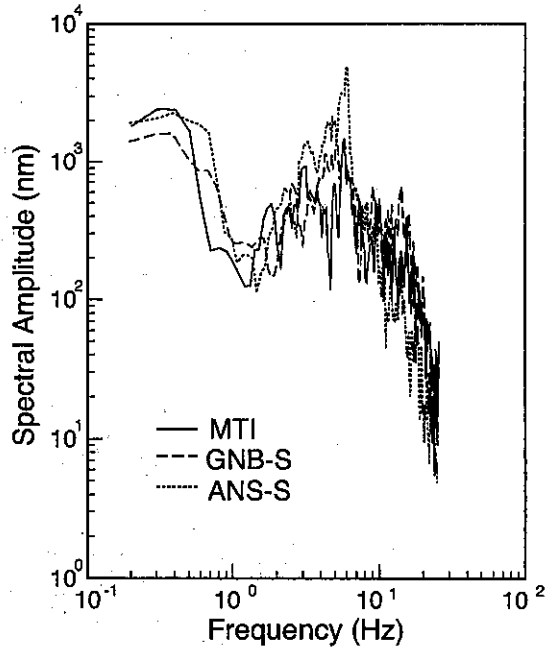


Fig. 3. Spectral amplitude of the vertical-component seismograms of S1, where the window length is 10s from the onset time.

Table 2. Epicentral distances and P-wave travel times at stations of MTI and GNB for the three explosions.

Station	Shot	Epicentral Distance (km)	Travel Time (s)
MTI	S1	10.10	2.50
	S2	10.07	2.51
	S3	10.08	2.52
GNB-S	S1	8.74	2.43
	S2	8.71	2.43
	S3	8.72	2.45

3.4 波形の相似性

3回の発破による波形は、Fig. 2に示したように全体的には良く似ているが、詳細に見ると細かな点で違いが見られる。Fig. 4(a)にMTIのS1(実線)とS2(破線)の上下動波形を重ねて示す。下段は全波形、上段のA~Eはその一部を拡大したものである。波形は発破の時刻を基準に切り出し、振幅は最大値で規格化してある。全体的に波形の相関は高く、ウインドウAで示す初動部では非常に良い一致を示す。しかしウインドウBの部分では、波形の相似性はよいがS2(破線)の波形が少し後ろにずれているように見える。ウインドウC、Eに示す後続波部分では、そのずれがさらに大きくなる。またウ

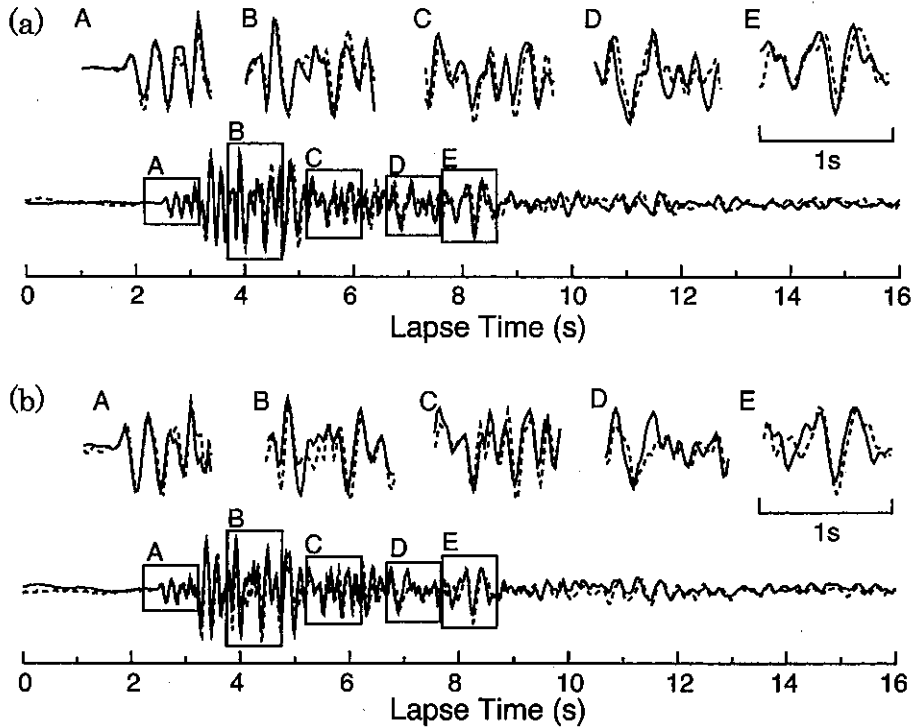


Fig. 4. (a) Vertical-component seismograms of two shots recorded at MTI. (a) S1 (solid line) and S2 (broken line). (b) S2 (solid line) and S3 (broken line). Enlarged seismograms are shown below for the window labelled A-E on the upper traces.

インドウ D など部分的に波形の相似性が悪い部分も認められる。Fig. 4(b)には同じ MTI の S2 (実線) と S3 (破線) の上下動波形を重ねて示す。全体的に波形の相関は高い。ウインドウ A で示す初動部では、S3 (破線) の波形が若干後ろにずれているように見えるが、ウインドウ B, C, E でもずれはほとんど変わらない。このずれの大きさは初動部と後続波部ともに 10 ms 程度で、サンプリング間隔 (0.02 s) に由来する誤差 (10 ms) と刻時精度による誤差 (約 8 ms) から推定される 2 つの波形間の時間軸のずれ (最大で 40 ms 程度) よりも小さく、計測誤差の範囲内である。この比較においては、ウインドウ D, E では部分的に波形の相似性が悪い。

§4. クロススペクトル解析

前節で示した波形のわずかな違いを定量的に調べるため、各観測点の各成分ごとにクロススペクトル解析を行い、3回の発破の波形の相関を表すコヒーレンスと、到達時刻の差を表す位相差を計算する。計算は次の手順で行った。1) 地上の観測点では発震時、ボアホールの観測点では P 波到達時、を基準に 3 回の発破の観測波形を切り出す (ボアホールの観測点では、刻時に伝送経路に由来すると考えられるずれが見られたため)。2) DC レベ

ルのオフセットを補正し、1~10 Hz のバンドパスフィルターを施す。3) 1 s 幅のウインドウを 0.1 s 刻みで設定する。4) 各ウインドウのデータの両端各 10% の区間についてデータにハーフコサインのテーパーをかけた後、フーリエ変換を行い、クロススペクトルを求める。なお、解析周波数帯は Nishimura *et al.* (2000b) では 4.8 Hz 以下の低周波側を調べているので、今回は波形の卓越周波数に近くやや高周波側の 6.2 Hz を中心とした 4.7~7.8 Hz とした。

4.1 コヒーレンス解析

Fig. 5 に、3 回の発破の上下動記録間のコヒーレンス値を示す。図中、左上に示す記号 S1-S2, S2-S3, S1-S3 はそれぞれ、S1 と S2, S2 と S3, S1 と S3 の波形データを使用したことを示す。縦軸はコヒーレンス値、横軸は発破からの経過時間を示すが、コヒーレンス値は設定した 1 s 幅のウインドウの終りの位置にプロットしてある。図中の記号 P と S は、P 波到達の読み取り時 (ただし P 波初動の S/N 比が悪い ANS-S では MTI の走時から推定される P 波速度 4 km/s を仮定した場合の到達時) と、S 波到達の推定時を示す。後者は、P 波と S 波の速度比を $\sqrt{3}$ として P 波到達時から計算した。なお MTI の S1-S2 と S2-S3 の点 A~E はそれぞれ、Fig.

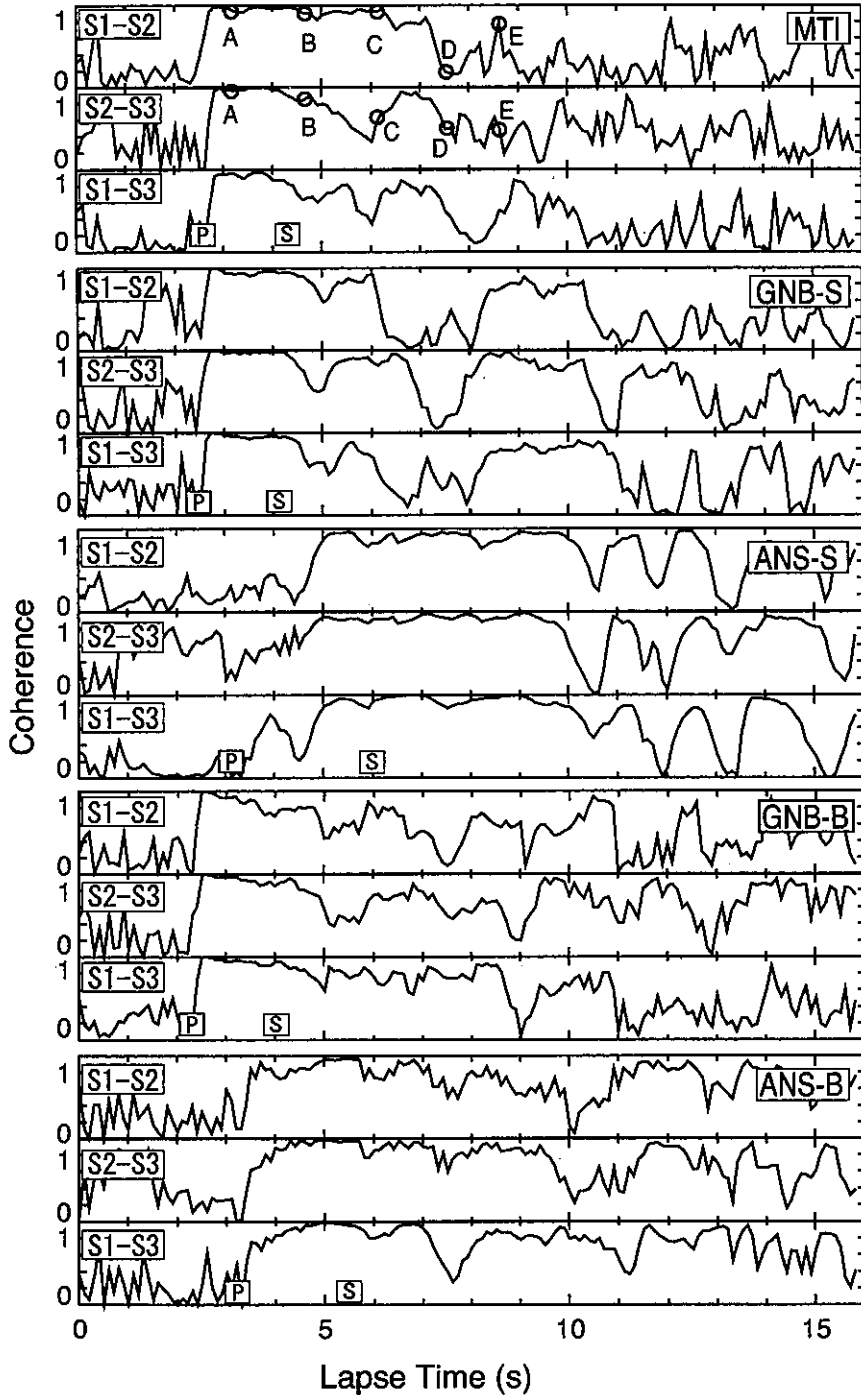


Fig. 5. Coherence of two vertical seismograms for frequency band centered at 6.2 Hz (4.7-7.8 Hz). Upper, middle and lower traces for each station are the coherence for S1-S2, S2-S3, and S1-S3, respectively. Arrival times of P and S-waves are denoted by symbols P and S, respectively. Open circles in the traces of MTI indicate the coherence for the windows A-E in Fig. 4(a) (S1-S2) and Fig. 4(b) (S2-S3).

4(a)とFig. 4(b)のA~Eのウィンドウのコヒーレンス値を示す。

MTIにおけるS1とS2の解析結果について見ると、コヒーレンス値はP波到達後(点A; Fig. 4(a)のウィンドウAの部分に相当)にほぼ1を示し、S波の推定到達時刻にも高い値を示す。その後コヒーレンス値はしだいに小さくなっていくが、経過時間7.5sのあたり(点D; Fig. 4(a)のウィンドウDの部分に相当)で急激に値が小さくなりその後増減を繰り返す。Fig. 4(a)を見ると、この経過時間の波形の相関が悪いことが分かる。S2-S3, S1-S3間の結果もS1-S2間と大きくは変わらず、P波、S波部分のコヒーレンスは高い。また、約7s以降のコーダ波部分では、S2-S3間では、S1-S2間やS1-S3間と比べ、全体的にコヒーレンス値が大きい特徴も見られる。GNB-S, ANS-S, GNB-B, ANS-Bにおいても、S/N比が悪いANS-Sの初動部を除いて、S1-S2, S2-S3, S1-S3の解析ともP波到達後やS波の到達の時刻にコヒーレンス値はほぼ1を示す。また、約7s以降のコーダ波部分でS2-S3間で他に比べ全体的にコヒーレンス値がやや大きい。経過時間6~8s(GNB-S)や10s(ANS-S)などにコヒーレンスの落ちこみが3回の発破間に共通して見られるが、ボアホール点のGNB-BやANS-Bではそれほど顕著ではない。

ここでは上下動成分の結果を示したが、P波およびS波の部分でS/N比の良いものについて、これを含む3成分すべてにおいて、S1, S2, S3のすべての組み合わせでコヒーレンス値が大きかった。S1とS2と同様にS3でもほぼ同一の波動が励起されたと考えることが出来る。

4.2 位相差解析

Fig. 6に3回の発破の上下動記録間の位相差を示す。横軸は発破からの経過時間を示し、データをプロットした位置はFig. 5と同様である。縦軸の位相差はこれを中心周波数の6.2 Hzにおける時間差に変換して示した。位相差の符号は、例えばS1-S2の組み合わせでは、S2の波形の方が遅れている場合に負、進んでいる場合に正としている。S2-S3, S1-S3についても同様である。影をつけた部分はコヒーレンス値が0.75以下の小さい領域で(Fig. 5参照)、位相差解析は十分には意味のある情報をもたらさない。また、波形間に半周期以上(-0.08~0.08 s以上)ずれがある場合でも、位相差解析では半周期内の位相差として求められる。例えばMTIのS1-S2の9~10sの間にある位相差の大きな不連続はそのような原因で生じていると考えられる。なおMTIのS1-S2とS2-S3の点A~Eはそれぞれ、Fig. 4(a)とFig. 4(b)のA~Eのウィンドウの位相差を示す。

まず、MTIの解析結果について検討する。S1-S2間では、コヒーレンス値が0.75以上の部分に着目すると、P波到達直後にあたる発破からの経過時間2.5s付近では位相差がほぼ0であるが、発破から時間が経つにつれて負の方向に大きくなっていくことが分かる。このような位相差変化は、Fig. 4(a)のウィンドウB, C, Eで見られた後続波部分で波形のずれが経過時間とともに大きくなっていく特徴と一致する。一方、S2-S3間では、初動部から後続波部分まで位相差はほぼ一定で、経過時間による系統的な変化は見られない。またS1-S3間では、S1-S2間と同様に発破からの経過時間とともに位相差が負方向にずれていく。

GNB-S, ANS-S, ANS-BにおいてもMTIと同様に、S1-S2間、S1-S3間では位相差が発破から時間が経つにつれ負に大きくなる特徴が見られるが、S2-S3間ではそのような傾向は見られない。GNB-Bでは、S1-S2間において、コヒーレンスの高い6sあたりまで、位相差は一定かやや正にずれるように見えるが、S2-S3間、S1-S3間では他の観測点と傾向は変わらない。

ここで示した上下動に加え、水平2成分についても同様の解析を行ったが、S1とS2の組み合わせでは、ほとんどすべての観測点の各成分において、発破からの時間の経過とともに直線的に負の方向に大きくなることが分かった。その傾きは、1998年岩手県内陸北部地震の震源域や岩手山に近いMTIやGNB-Sで大きい。一方、地震後の約2年間に行われたS2-S3間の位相差変化については、ほとんどすべての観測点の成分において、初動部から後続波部分まで位相差はほぼ一定で、系統的な変化は見られない。

Fig. 6の破線は、初動から経過時間10sまでの区間について、位相差データに最小二乗法で直線をあてはめたものである。ただし、コヒーレンスの低い陰影部分のデータは回帰計算から除いている。地震を挟むS1-S2およびS1-S3の組み合わせでは、有効データ長の短いGNB-Bを除いて、回帰直線が右下がりとなっている。これは、発破からの経過時間とともに、地震後(S2, S3)の走時が地震前(S1)に比べ系統的に長くなっていることを示す。一方、地震後のS2-S3の組み合わせについてはこのような傾向はほとんど見られない。以上により、地震を挟むS1とS2の間に地震波の伝播速度に変化が生じたことが明らかになった。

§5. 地震前後の地震波速度変化

位相差解析の結果に基づいて、地震波速度変化の大きさを推定する。無限一様散乱媒質において全空間にわたって地震波速度が一定値 ΔV (ΔV は地震波速度 V の

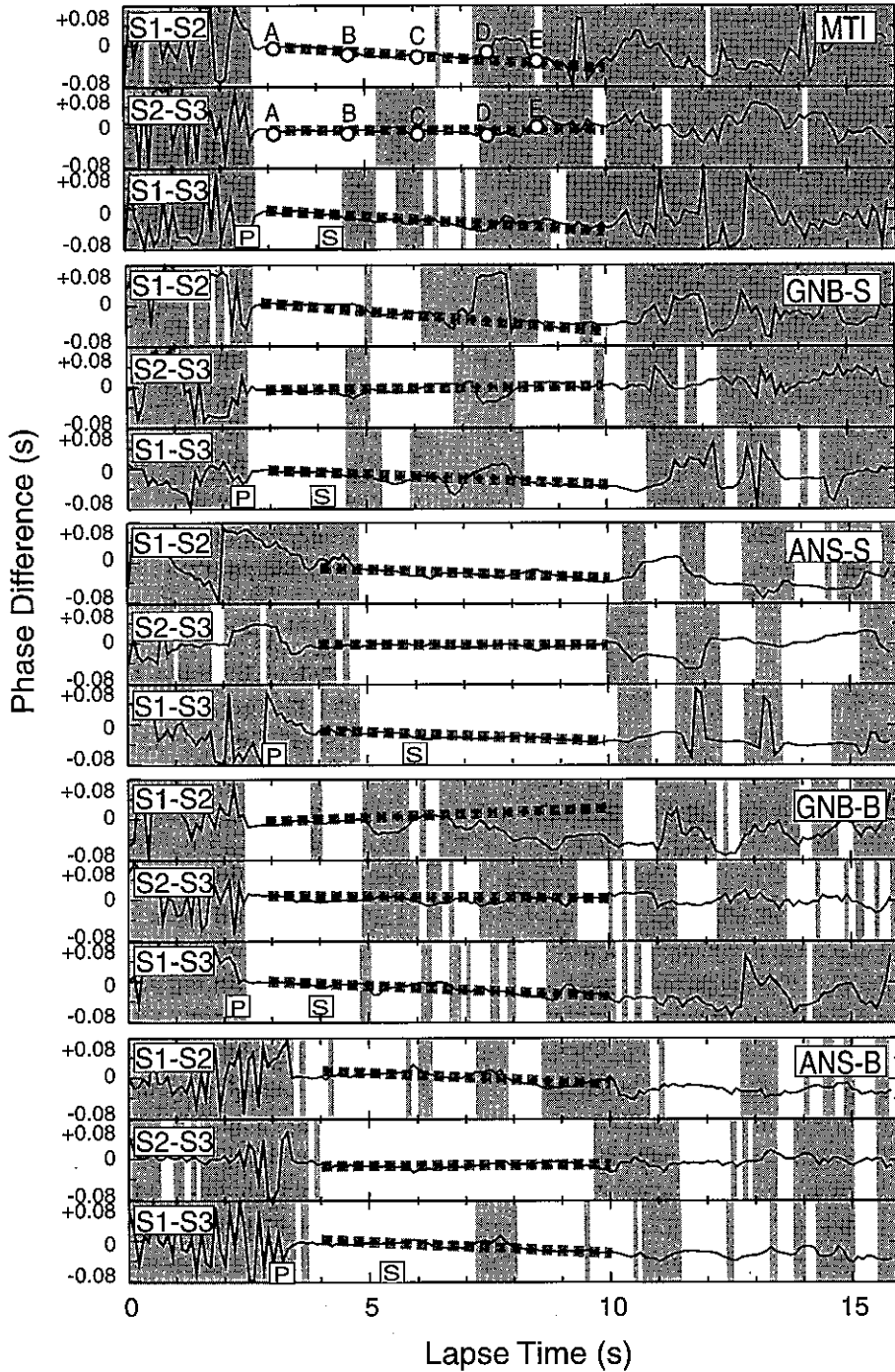


Fig. 6. Phase difference of two vertical-component seismograms for frequency band centered at 6.2 Hz (4.7–7.8 Hz). Upper, middle and lower traces for each station are the phase difference for S1–S2, S2–S3, and S1–S3, respectively. Positive phase difference corresponds to the advance of the second explosion data to the first one. Shaded area represents the data having coherence less than 0.75. Gray dashed lines are the best fitted lines (see text). Open circles in the traces of MTI indicate the phase differences for the windows A–E in Fig. 4 (a) (S1–S2) and Fig. 4 (b) (S2–S3).

Table 3. Velocity changes for each station's component estimated from the phase spectral analysis.

Station & Component	Velocity Change(%)			
	S1-S2	S2-S3	S1-S3	
MTI	UD	-0.62	0.02	-0.51
	EW	-0.39	-0.14	-0.65
	NS	-0.68	0.05	-0.67
GNB-S	UD	-0.75	0.20	-0.46
	EW	-0.20	-0.04	-0.43
	NS	-0.88	0.02	-0.63
ANS-S	UD	-0.30	-0.04	-0.33
	EW	-0.16	-0.48	-0.58
	NS	-0.19	-0.09	-0.03
GNB-B	UD	0.47	-0.03	-0.41
	EW	-0.44	0.05	-0.56
	NS	-0.48	-0.27	-0.59
ANS-B	UD	-0.41	0.14	-0.34
	EW	-0.17	-0.03	-0.19
	NS	-0.08	-0.23	-0.26
Average	-0.35	-0.06	-0.44	
± S.D.	± 0.11	± 0.03	± 0.03	

変化量)だけ変化した場合, その前後における直達波および散乱波の位相差 Δt は, 発破からの経過時間 t に比例し,

$$\Delta t(t) \approx (\Delta V/V)t \quad (1)$$

と表される。したがって, 経過時間に対しては, 位相差は直線的に変化し, 地震波速度の変化が大きいほど直線の傾きはより大きくなる。今回解析したデータでは発破からの経過時間 10 s 程度まで位相差がほぼ直線的に変化しており (Fig. 6), 第一次近似的には, 空間的に一定の地震波速度変化が生じたことを示すと考えられる。そこで, ここでは位相差の経過時間に対する変化率から地殻の地震波速度変化率 ($\Delta V/V$) を推定する。初動から経過時間 10 s までにおいて, コヒーレンス値が 0.75 以上の部分 (白抜き部分) について, 最小二乗法を用いて式 (1) の $\Delta V/V$ を求めた。ただし, 2 つの波形間には, 3.4 節で述べたサンプリング時間の誤差 (最大 40 ms) が考えられるので, 回帰直線を外挿するとき, 発破からの経過時間 0 s での位相差が 0 であるという条件は与えていない。しかし, Fig. 6 に示されるように, 経過時間 0 s まで外挿したとき, 発震時を基準に波形を切り出した MTI, GNB-S, ANS-S においてその位相差は 40 ms 以内におさまっている。 $\Delta V/V$ は, Fig. 6 に破線で示した回帰直線の傾きと等しくなり, 例えば MTI 上下動では, -0.62% (S1-S2 間), $+0.02\%$ (S2-S3 間), -0.51%

(S1-S3 間) となる。このようにして, すべての観測点の 3 成分記録について速度変化率を求めたものを Table 3 に示す。速度変化率は, 観測点や成分によりばらつきはあるが, S1-S2 間では, GNB ボアホールの上下動を除いて, $-0.1\% \sim -0.9\%$ となり, すべての観測点, 成分を平均すると -0.35% となる。この結果は 4.8 Hz 以下のやや低周波側で解析した Nishimura *et al.* (2000b) の結果とほぼ一致する。一方, S2-S3 間では, 速度変化は平均で -0.06% で, $-0.2\% \sim +0.2\%$ にほとんどがおさまっている。つまり, 1998 年岩手県内陸北部地震を含む約 3 カ月間には, $0.1\% \sim 0.9\%$ の速度低下があったのに対し, 地震発生後の約 2 年間では観測点, 成分によるばらつきを考えると, 特に有意な速度変化はなかったと考えられる。一方, 全期間にあたる S1-S3 間の速度変化率は, S1-S2 間とほぼ同じ $0\% \sim -0.7\%$ (平均で -0.44%) となり, S2-S3 間では速度変化が検出されなかったという結果と整合する。

§ 6. 議 論

6.1 地震発生前後の地震波速度変化の要因

M 6.1 の地震を挟む S1 と S2 の間に地震波速度変化が生じた領域は, 少なくとも発破からの経過時間 10 s 以内に各観測点に到達する波が通過してくる領域である。その最大の広がりには PP 波の 1 次散乱モデル [例えば, Sato (1977)] により与えられる。Fig. 7 に, 経過時間 10 s までに各観測点に到達する波が通過する領域を深さ 10 km の断面で示す。ただし, P 波伝播速度を 4 km/s とした。同図から, 地震波速度が低下したのは, 1998 年岩手県内陸北部地震の震源域や岩手山を含むさしわたし 20~30 km の範囲と推定される。

S1 と S2 の間には, M 6.1 の地震が発生したほか, 震央の北東約 4 km の西岩手火山では, 1998 年 2 月から 1999 年 6 月まで火山性の圧力源が存在し, $1.7 \times 10^7 \text{ m}^3$ の球状圧力源の体積増加があったと推定されている [佐藤 (2001)]。このことから, 地震波速度低下の要因として, 地震や火山活動による岩手山や断層域周辺の応力変化や流体の移動などが考えられる。

Nishimura *et al.* (2000b) は, 地震波速度変化の要因として, 地震による応力変化の可能性を指摘している。Press (1966) の封圧変化と弾性波速度の関係を用いると, 1998 年岩手県内陸北部地震の応力降下量 4.9 MPa [東京大学地震研究所地震予知情報センター (1998)] から, 最大 0.5~3% 程度の速度低下が考えられる [Nishimura *et al.* (2000b)]。この値は, S1 と S2 の間の速度変化率を量的に説明しうる大きさであり, 今回得られた地震波速度の低下の要因として地震に伴う応力変化による

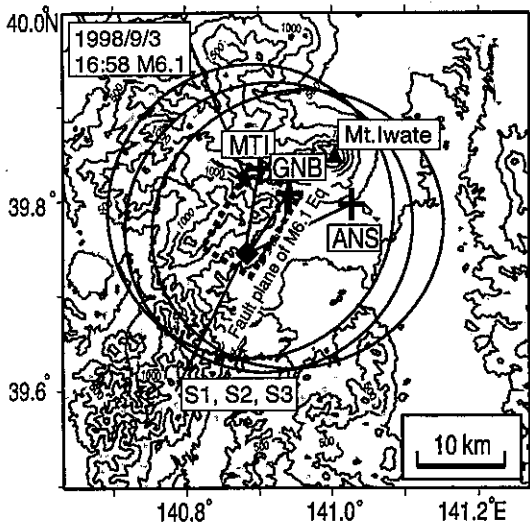


Fig. 7. Map showing the area in which P wave velocity might have decreased during the period between S1 and S2 (the region enclosed by three ellipses). Each ellipse represents the horizontal crosssection of scattering shell at a depth of 10 km that are calculated from a single scattering process of P-waves ($V_p=4$ km/s).

地殻の岩石の弾性定数の変化が有力な一候補と考えられる。

Nakamura *et al.* (2002) は、海野・他(1998)による1998年岩手県内陸北部地震の断層モデルを仮定し、Okada (1992)の解析解を用いて地震による周辺地殻の応力変化量を計算した。そして、Birch (1961)の封圧と弾性波速度の関係を用いて、この地震による地震波速度変化の空間分布を推定した。その結果、空間的に速度低下になる場所と速度増加になる場所が分布すること、0.1%以上の速度低下が生じる領域は、断層上盤の800 m以浅に限られることを指摘している。このように、Fig. 7に示した領域全域における0.1~0.9%の速度低下は、彼女らの応力変化による速度変化量の見積もりでは説明できない。この不一致の理由としては、Fig. 7ではPP散乱波の1次散乱波のみを仮定し、多重散乱の効果を考えていないため、速度変化が生じた領域を過大に評価している可能性があげられる。仮にコーダ波が主に断層近傍の浅い部分の多重散乱波から構成されているとすれば、Nakamura *et al.* (2002)のモデル計算により推定された応力変化の大きい領域の速度変化で今回得られた位相差変化の特徴を説明できる可能性がある。また、応力変化による速度変化の絶対量は、実際の地殻では実験室の岩石サンプルよりも大きなサイズのクラック

が存在し、実験試料よりも変化率が大きい [Reasenber and Aki (1974)] と考えられる。このことから、1998年岩手県内陸北部地震にともなう地震波速度変化の大きさは、Nakamura *et al.* (2002)のモデル計算結果よりも大きかった可能性がある。

火山活動の影響としては、西岩手山に推定された圧力源 [例えば、Miura *et al.* (2000), 佐藤 (2001), 佐藤・浜口 (1999)] や、それに伴う流体の移動などが考えられる。圧力源は、S1とS2の間、一貫して増圧の過程にあった [佐藤 (2001)]。その応力変化は周囲の岩石の速度を速める方向に働くと考えられる。したがって、圧力源による応力変化は、今回の解析結果とは逆に地震波速度を増加させる方向に働くと考えられる。一方、火山活動に伴う流体の移動が周囲の岩石の弾性定数を変化させ、地震波速度の低下をもたらした可能性は残される。

1998年岩手県内陸北部地震後のS2とS3間の解析では、速度変化量の推定値には、 $-0.2\sim+0.2\%$ のばらつきはあるが、平均値はほぼ0に近かった。この期間には、西岩手山の火山性圧力源の体積増加量は比較的小さく [佐藤 (2001)]、M4以上の地震も発生していないため、地殻の応力を大きく変化させる要因は見当たらない。したがって、1998年岩手県内陸北部地震後の約2年間には地殻応力変化や火山活動に伴う流体の移動が少なく、地震波速度の変化が検知されなかったと考えられる。

Sano and Hirano (1998)とYamamura (2000)は、それぞれ釜石鉾山と油壺観測壕において26 kHzおよび10 kHzのピエゾ発振器を用いた精密な岩盤内音速測定を実施している。彼らは、1994年三陸はるか沖地震(M7.5)とその余震、関東付近のM6程度の地震など多くの地震について調べた結果、浅部岩石では地震発生時に0.01~0.4%程度速度が低下するが、その後0.2~6日で地震発生前の速度値に回復していくことを報告している。また、生田・他(2001)も、淡路島野島断層近傍の地表に置いた精密制御定常震源システム(ACROSS)の震源による振動を800 mと1,700 mのボアホール底の地震計で測定し、2000年10月6日の鳥取県西部地震(M7.3)の際、S波速度がステップ的に約0.2%低下し、その後約10日の時定数をもって回復したことを報告している。彼らは、地震波速度の変化の原因を地震による応力変化や振動によるクラックの水の飽和度の変化に求めている。これらの観測は、地震波速度が地震後10日以内で地震前の状態に戻っている点で、地震後2年間に地震波速度に有意な変化が見られずもとに戻らなかったわれわれの結果と明確に異なる。その原因は、彼らの解析では対象とした地震の震源が観測点から比較的離れて

いる(震央距離 60 km 以上)のに対して、われわれが解析した観測データは、断層の極近傍であるため地震発生前後の静的な応力変化や断層破砕などの非可逆的な変形の効果などを強く受けているためと考えられる。

6.2 反射・散乱構造の変化

Fig. 5 に認められるように、おおよそ 7 s 以降のコーダ波部分で地震を挟む S1 と S2 の組み合わせおよび S1 と S3 間の組み合わせのコヒーレンス値は地震後の S2 と S3 の組み合わせより低い。このことは、S1 から S2 の間にいずれかの領域で地震波の反射・散乱構造が変化したことを示唆している。その原因としては、1998 年岩手県内陸北部地震の発生や岩手山の地下のマグマ性流体の活動が考えられよう。この期間の地殻構造の時間変化については、Matsumoto *et al.* (2001) や Nakamura *et al.* (2002) によっても報告されている。Matsumoto *et al.* (2001) は S1 と S2 の、地震計アレイデータのセンブランス解析から 1998 年岩手県内陸北部地震の前後で、散乱体が同地震の震源付近から、その余震域の下側へと移動した可能性を指摘している。Nakamura *et al.* (2002) は、1998 年岩手県内陸北部地震前後の S1, S2 および相似地震のコーダ波にステップ状の位相差変化を検出し、散乱体の分布の変化を指摘している。

われわれの解析では、地上の GNB-S や ANS-S のコーダ波部分において、3 回の発破間ではほぼ同じ経過時間に急激なコヒーレンスの落ち込みが見られた。例えば GNB-S では経過時間 6~8 s, ANS-S では 10 s 付近である (Fig. 5 参照)。これはある特定の場所で構造変化が生じ、異なる散乱波が励起されたことを示している可能性がある。ただし、その変化が 3 回の発破間すべてで見られることから、構造変化の発生時期は 1998 年岩手県内陸北部地震を挟む期間に限定されない。しかしながら、今回我々が解析したデータにおいて、コヒーレンスの落ち込みはボアホールの観測点ではあまり顕著でない。また、コヒーレンスの落ち込みの時間には顕著なフェイズは見られないが (Fig. 2 参照)、その発現時は発破点からおおよそ 1.3 km/s で伝播しているように見られた。このため、上記のようなコヒーレンス値の変化は、発破により励起された表面波の振幅や位相が異なったため生じた可能性がある。

§7. まとめ

1998 年岩手県内陸北部地震 ($M 6.1$) の震源域において実施された 3 回の人工地震の波形記録を解析し、同地震を挟む約 2 年間の地震波速度変化について調べた。

クロススペクトル解析により、P 波の初動部から後続波部までの全波形の位相差を調べた結果、この地震を挟

む 2 回の発破の間の期間に、0.1~0.9% の速度低下が検出された。1 次散乱モデルに基づいて速度変化が生じた領域を推定すると、最大で震源域や岩手山を含むさしわたし 20~30 km 程度の範囲となった。一方、同地震後に行われた 2 回目と 3 回目の発破では、有意な地震波速度変化は検出されなかった。地震波速度変化の要因は、1998 年岩手県内陸北部地震に伴う応力変化によって説明することができる。一方西岩手山のマグマ性流体の活動に伴い地殻の岩石の弾性定数が変化した可能性もある。

謝 辞

1998 年岩手県内陸北部地震を挟む 2 回の人工地震実験は、爆破地震動研究グループと内陸地震研究グループにより企画及び実施され、ショットタイムのデータを提供して頂くなど便宜をはかって頂いた。3 回目の人工地震実験は、第 6 次火山噴火予知計画に基づく岩手山構造探査として行われたものである。産業技術総合研究所の佐藤隆司博士には伊豆大島で行われた爆破地震動の相関解析について詳しいご教示を頂き、研究を進める上で大変有益であった。また、匿名の査読者の方々には丁寧に査読をして頂き本稿を分かりやすくする上で役立った。以上の方々には深く感謝致します。本研究の一部は文部科学省科学研究費補助金 (課題番号 13440128) による。

文 献

- 爆破地震動研究グループ, 1999, 東北脊梁山地東部の地殻構造探査, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, Sk-013.
- Birch, F., 1960, The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 1, *J. Geophys. Res.*, **65**, 1083-1102.
- Birch, F., 1961, The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 2, *J. Geophys. Res.*, **66**, 2199-2224.
- Boore, D., A. G. Lindh, T. V. McEvilly and W. W. Tolmachoff, 1975, A search for travel-time changes associated with the Parkfield, California, Earthquake of 1966, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1407-1418.
- 地質調査所, 1999, 1998 年 9 月 3 日岩手県内陸北部の地震に伴う地震断層 (速報), 地震予知連絡会会報, **61**, 65-67.
- Furumoto, M., Y. Ichimori, N. Hayashi and T. Sato, 1998, Secular and tidal components of P wave velocity change in the source area of the presumed Tokai earthquake, Japan, International Workshop on Frontiers in Monitoring Science and Technology for Earthquake Environments at Tono Geoscience Center, JNC, Program & Abstracts, F4-6.

- 生田領野・宮川幸治・雑賀 敦・森口賢治・國友孝洋・山岡耕春, 2001, 精密制御定常震源システム (ACROSS) による地震波速度の長期連続観測, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, Su-P001.
- Kanamori, H. and G. Fuis, 1976, Variation of P-wave velocity before and after the Galway Lake earthquake ($M_L=5.2$) and the Goat Mountain earthquakes ($M_L=4.7, 4.7$), 1975, in the Mojave Desert, California, Bull. Seism. Soc. Am., **66**, 2017-2037.
- 活断層研究会, 1991, [新編] 日本の活断層—分布図と資料, 東京大学出版会, 東京, 437 pp.
- 越谷 信・野田 賢・加藤貴史・滝口真一・三田地喜之・嶋守真紀・齋藤徳美・矢内桂三・大石雅之・福留高明・佐藤比呂志・大槻憲四郎・長濱裕幸・中村教博・平野信一・土井宣夫・澤 祥・東郷正美・栗田泰夫・吉岡敏和, 1998, 1998年9月3日岩手県内陸北部の地震に伴う地震断層について, 地質学雑誌, **104**, XXV-XXVI.
- 越谷 信・大石雅之, 1999, 1998年9月3日岩手山南西部を震源とする地震 ($M6.1$) に伴う地震断層, 月刊地球, **21**, 307-311.
- Leary, P. C., P. E. Malin, R. A. Phinney, T. Brocher and R. Voncollin, 1979, Systematic monitoring of millisecond travel time variations near Palmdale, California, J. Geophys. Res., **84**, 659-666.
- Matsumoto, S., K. Obara, K. Yoshimoto, T. Saito, A. Ito, and A. Hasegawa, 2001, Temporal change in P-wave scatterer distribution associated with the $M6.1$ earthquake near Iwate volcano, northeastern Japan, Geophys. J. Int., **145**, 48-58.
- McEvelly, T. V. and L. R. Johnson, 1974, Stability of P and S velocities from central California quarry blasts, Bull. Seism. Soc. Am., **64**, 345-353.
- Miura, S., S. Ueki, T. Sato, K. Tachibana and H. Hamaguchi, 2000, Crustal deformation associated with the 1998 seismo-volcanic crisis of Iwate Volcano, Northeastern Japan, as observed by a dense GPS network, Earth Planets Space, **52**, 1003-1008.
- Nakahara, H., T. Nishimura, H. Sato, M. Ohtake, S. Kinoshita, and H. Hamaguchi, 2002, Broad-band source process of the 1998 Iwate Prefecture Japan, earthquake as revealed from inversion analyses of seismic waveforms and envelopes, Bull. Seism. Soc. Am., in press.
- 中原 恒・西村太志・佐藤春夫・大竹政和・木下繁雄・三浦 哲・植木貞人・浜口博之, 1999, 1998年9月3日岩手県内陸北部の地震 ($M6.1$) の断層近傍で記録された強振動, 月刊地球, **21**, 322-326.
- Nakamura, A., A. Hasegawa, N. Hirata, T. Iwasaki and H. Hamaguchi, 2002, Temporal variations of seismic wave velocity associated with 1998 $M6.1$ Shizukuishi earthquake, Pure Appl. Geophys., **159**, 1183-1204.
- Nishimura, T., H. Nakamichi, S. Tanaka, M. Sato, T. Kobayashi, S. Ueki, H. Hamaguchi, M. Ohtake and H. Sato, 2000a, Source process of very long period seismic events associated with the 1998 activity of Iwate Volcano, northeastern Japan, J. Geophys. Res., **105**, 19135-19147.
- Nishimura T., N. Uchida, H. Sato, M. Ohtake, S. Tanaka and H. Hamaguchi, 2000b, Temporal changes of the crustal structure associated with the $M6.1$ earthquake on September 3, 1998, and the volcanic activity of Mount Iwate, Japan, Geophys. Res. Lett., **27**, 269-272.
- Nur, A., 1972, Dilatancy, pore fluids, and premonitory variations of t_s/t_p travel times, Bull. Seism. Soc. Am., **62**, 1217-1222.
- Okada, Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seism. Soc. Am., **82**, 1018-1040.
- Poupinet, G., W. L. Ellsworth and J. Frechet, 1984, Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras Fault, California, J. Geophys. Res., **89**, 5719-5731.
- Press, F., 1966, Seismic velocities, in *Handbook of physical constants*, Geological Society of America, 195-218.
- Reasenber, P. and K. Aki, 1974, A precise, continuous measurement of seismic velocity for monitoring in situ stress, J. Geophys. Res., **79**, 399-406.
- Sano, O. and T. Hirano, 1998, A plan for a continuous precise measurement of sound velocity near the Mozumi fault, International Workshop on Frontiers in Monitoring Science and Technology for Earthquake Environments at Tono Geoscience Center, JNC, Program & Abstracts, FP-7.
- Sato, H., 1977, Energy propagation including scattering effects single isotropic scattering approximation, J. Phys. Earth, **25**, 27-41.
- 佐藤峰司, 2001, 地殻変動連続観測による岩手山の火山活動に関する研究, 東北大学博士論文, 157 pp.
- 佐藤峰司・浜口博之, 1999, 1998年2~8月の岩手山の火山性地殻変動の解析, 月刊地球, **21**, 312-317.
- Scholz, C. H., L. R. Sykes and Y. P. Aggarwal, 1973, Earthquake prediction: a physical basis, Science, **181**, 803-810.
- Simmons, G., 1964, Velocity of shear waves in rocks to 10 kilobars, 1, J. Geophys. Res., **69**, 1123-1130.
- Tanaka, S., H. Hamaguchi, S. Ueki, M. Sato and H. Nakamichi, 2002, Migration of seismic activity during the 1998 volcanic unrest at Iwate volcano, northeastern Japan, with reference to P and S wave velocity anomaly and crustal deformation, J. Volcanol. Geotherm. Res., **113**, 399-414.
- 田中 聡・他 69 名, 2002, 岩手山における人工地震探査—観測および初動の読み取り—, 地震研究所彙報, 印刷中.
- 東京大学地震研究所地震予知情報センター, 1998, 9月3日岩手県内陸北部の地震 ($M_j 6.0$), EIC地震学ノート, 50.
- 海野徳仁・岡田知己・中村綾子・中島淳一・佐藤俊也・堀 修一郎・河野俊夫・仁田交市・植木貞人・松澤

- 暢・長谷川 昭・浜口博之, 1998, 1998年9月3日岩手県雫石町に発生した地震 ($M6.1$) の余震分布, 活断層研究, **17**, 1-8.
- Wesson, R. L., R. Robinson, C. G. Bufe, W. L. Ellsworth, J. H. Pfluke, J. A. Steppe and L. C. Seekins, 1977, Search for seismic forerunners to earthquakes in central California, *Tectonophys.*, **42**, 111-126.
- Yamamura, K., 2000, In situ measurements of seismic velocity and attenuation at Aburatsubo, central Japan, Doctor thesis of University of Tokyo, 113 pp.
- Yukutake, H., T. Nakajima and K. Doi, 1988, In situ measurements of elastic wave velocity in a mine, and the effects of water and stress on their variation, *Tectonophys.*, **149**, 165-175.