



KiK-net 一関西観測記録から推定した岩手・宮城内陸地震と その前後のS波伝播時間の経時変化と地盤の非線形挙動

茂木秀則¹⁾, SHRESTHA Santa Man²⁾, 川上英二³⁾, 川村潤也⁴⁾

1) 正会員 埼玉大学工学部建設工学科, 准教授 博士 (工学)

e-mail : hmogi-2008f@kiban.civil.saitama-u.ac.jp

2) 埼玉大学理工学研究科, 博士後期課程学生 修士 (工学)

e-mail : santa@kiban.civil.saitama-u.ac.jp

3) 正会員 埼玉大学地圏科学研究センター, 教授 工博

e-mail : kaw@kiban.civil.saitama-u.ac.jp

4) 埼玉大学工学部建設工学科, 学生 (研究当時) 学士 (工学)

要 約

2008年6月14日岩手・宮城内陸地震 ($M7.2$) では岩手県南部, 宮城県北部を中心に非常に大きな被害が生じた. 防災科学技術研究所による KiK-net 一関西観測点が震源のごく近傍に位置しており, 本震と数多くの余震の加速度記録が得られた. これらの鉛直アレー観測記録は歪レベルの大きな地震波動の伝播性状を検討する上で極めて貴重なものである. 本研究では KiK-net 一関西観測記録に NIOM 法を適用して2008年岩手・宮城内陸地震とその前後のS波速度の変化を検討した. その結果, (1) 本震主要動において, 強震動に起因する地盤の非線形化によって, S波の伝播時間が本震前の0.258sから0.35s程度まで増加したこと, (2) 上記の伝播時間の増加は表層 (地表~地下64m) における剪断剛性率が初期剛性の40%程度まで低下したことに相当し, このときの最大剪断歪は 1×10^{-3} に達するものと推定されること, (3) 本震コーダ部や本震直後の余震の解析から, 本震直後のS波の伝播時間が本震以前の伝播時間よりも大きい値 (約0.28s) を示し, その後緩やかに減少する傾向が見られることなどを指摘した.

キーワード: 2008年岩手・宮城内陸地震, S波の伝播時間, 経時変化, 非線形挙動, NIOM法, 地盤震動

1. はじめに

岩手・宮城内陸地震 (2008年6月14日 8:43, $M7.2$) では岩手県奥州市と宮城県栗原市において最大震度6強を観測し, 両市を中心に大きな被害が生じた. 震源のごく近傍には防災科学技術研究所による KiK-net (Kiban-Kyoshin Net: 基盤強震観測網) の一関西観測点があり, 本震と数多くの余震の加速度記録が得られた¹⁾. KiK-net 観測点は地表と地中の2点の加速度計を有する鉛直アレー観測施設であり, 得られた記録は, このような大きな歪レベルの地震波動の伝播性状を検討する上で極めて貴重なものである.

川上等は鉛直アレー観測記録から伝播速度を精度良く推定する方法として SIORM 法²⁾ や NIOM 法³⁾⁻⁵⁾ を展開し、様々なアレー観測記録に適用してその有効性を示している。また、1995 年兵庫県南部地震におけるポートアイランドの鉛直アレーの観測記録に NIOM 法を適用した結果から、表層の液状化によって、液状化層を挟む上下の地震記録の相互の関係が著しく減少すること、本震のコーダ部に含まれる余震の解析から S 波速度の低下が検出されることなどを指摘した⁶⁾。これらの結果は原位置における土の物性の変化を直接に捉えた結果であり、工学的に有用な知見である。さらに、NIOM 法を柏崎刈羽原子力発電所内の鉛直アレーにおける 2007 年新潟県中越沖地震の本震とその余震、本震以前の地震記録に適用した結果に基づいて、本震主要動の際に表層（地表～地下 48 m）と中間層（地下 48 m～97 m）の砂層において著しく S 波速度が低下したこと、本震から 8 ヶ月後においても S 波速度は本震以前の値まで戻っていないこと、上記 2 層以深の基盤層においては殆ど非線形化の影響が現れていないことなどを指摘している⁷⁾。

時松等⁸⁾、Tokimatsu 等⁹⁾ は柏崎刈羽原子力発電所の観測記録に一次元等価線形波動解析と GA を組み合わせた逆解析を適用して地盤の剛性と減衰比を推定しており、前述の結果と互いに矛盾しない結論を得ている。ただし、NIOM 法による結果では本震の記録内での伝播速度の経時変化が評価されているのに対し、一次元等価線形波動解析を用いた逆解析では本震を通して一組の S 波速度が推定されており、本震の S 波の初動、主要動、コーダと刻一刻と変化する歪レベルに対する非線形挙動の変化については検討されていない。その一方で、現状では NIOM 解析では評価できない減衰比や各層内の細かな S 波速度の分布が評価されており、極めて有用な知見が得られている。上記の結果を単純に比較すると、少なくとも現状では NIOM 法は時間的な分解能に優れ、一次元等価線形波動解析に基づく逆解析では空間的な分解能に優れると言うことができよう。すなわち、どちらの手法にも一長一短があり、それぞれの方法で得られる知見を積み重ねていくことが重要であると考えられる。

一方、堆積層の非線形挙動は室内実験によって、古くから様々な条件のもとで詳細な検討がなされている¹⁰⁾⁻¹⁵⁾。しかしながら、原位置における土質材料の非線形挙動に関する実験は加振が困難であるため殆ど行われておらず、近年になって広く観測が行われるようになった鉛直アレー観測記録の解析を通して原位置における土質材料の非線形挙動について知見を積み重ねていくことが必要である。そこで本研究では、KiK-net 一関西観測点における岩手・宮城内陸地震の本震とそれ以前の地震、余震の観測記録の NIOM 解析を行い、本震時における地中地震計から地表地震計の設置箇所に至るまでの S 波の伝播時間の短期的な変化と、本震後約 6 ヶ月間の長期的な変化を検討した。

2. 解析手法

2.1 NIOM 解析方法の概要

本節では、NIOM 法³⁾⁻⁵⁾ の概要を示す。鉛直アレーの 2 点の観測記録を $f(t)$ 、 $g(t)$ とする。この 2 点の振動数領域の関係は、伝達関数 $H(\omega)$ を用いて以下のように関連づけることができる。

$$G(\omega) = H(\omega)F(\omega) \quad (1)$$

ここで、 $F(\omega)$ 、 $G(\omega)$ はそれぞれ、 $f(t)$ 、 $g(t)$ のフーリエ変換である。

伝達関数はシステムの物理的特性だけに依存するので、モデル化された入力と出力の間にも同様な次の関係が成り立つものと仮定する。

$$Y(\omega) = H(\omega)X(\omega) \quad (2)$$

ただし、モデル化された入力と出力を、すなわち時間の関数としての $x(t)$ と $y(t)$ を、また、それぞれのフーリエ変換である $X(\omega)$ と $Y(\omega)$ を「入力モデル」と「出力モデル」と呼ぶことにする。入力モデル $X(\omega)$ の

離散フーリエ逆変換は次式で与えられる.

$$x(m\Delta t) = \frac{1}{N\Delta t} \sum_{i=0}^{N-1} X(\omega_i) \exp\left(j\frac{2\pi im}{N}\right) \quad (3)$$

ここで, $t=0$ で, すなわち $m=0$ で, 入力モデルの振幅を 1 に規準化すると, 式 (3) から次式が得られる.

$$\frac{1}{N\Delta t} \sum_{i=0}^{N-1} X(\omega_i) = 1 \quad (4)$$

より単純化された入力モデルと出力モデルを求めるために, ラグランジュ未定係数法を用いて, 入力モデル $x(t)$ と出力モデル $y(t)$, さらに, これらの時間微分である $dx(t)/dt$ と $dy(t)/dt$ のフーリエ振幅の自乗和を式 (4) の制約条件付きで最小化することを考える. まず, 次の関数を考える.

$$L = \sum_{i=0}^{N-1} \left[c_X |X(\omega_i)|^2 + k_X \omega_i^2 |X(\omega_i)|^2 + c_Y |Y(\omega_i)|^2 + k_Y \omega_i^2 |Y(\omega_i)|^2 \right] - \lambda \left\{ \frac{1}{N\Delta t} \sum_{i=0}^{N-1} X(\omega_i) - 1 \right\} \quad (5)$$

ここで, λ はラグランジュの未定定数, c_X, c_Y はそれぞれ, 入力モデル $x(t)$ と出力モデル $y(t)$ に対する重み係数, また, k_X, k_Y はこれらの時間微分 $dx(t)/dt, dy(t)/dt$ に対する重み係数である. モデルの波形とそれを時間で微分した波形との重み係数の比が入力と出力に対して等しいものと考え, 重み係数は次式の関係満足するものと設定できる.

$$\frac{k_X}{c_X} = \frac{k_Y}{c_Y} \quad (6)$$

また, 入力と出力を対等に扱うことにすると, これらに対する重み係数である c_X, c_Y はともに 1 に設定できる. この場合, 重み係数としては k_X だけを与える必要があるが, $k_X (= k_Y)$ を増加させることにより式 (5) における時間微分 $dx(t)/dt, dy(t)/dt$ のパワーの寄与が増加するため, 式 (5) を最小化することによって時間微分 $dx(t)/dt, dy(t)/dt$ のパワーをより強く減少させる方向に働く. このため, 入出力モデルの高振動数成分の振幅を減少させた, より滑らかな波形が得られることになる. なお, 本研究の NIOM 解析では, $c_X = c_Y = 1, k_X = k_Y = 0.001 \text{ s}^2$ としている. 式 (5) において時間微分のフーリエ振幅の二乗和も含めた L を最小化しているが, もとよりこれは, 最終的には一つのパラメータ (k_X) を選ぶことで, なるべく振幅が小さくなめらかな (時間微分が小さい) 出力モデルを得るためのものである. 当然, L の関数形としては式 (5) 以外にも様々な複雑なもの (例えば一つのパラメータ (数値) でなく, 高振動数成分に重みの掛かる関数を使用する) も設定可能であるが, 手法が一般的であるためには不必要な複雑化は避けるべきであると考えている.

式 (2)(6) を式 (5) に代入し, 入力モデル波形 $x(t)$ を実数と仮定すると, $X(\omega_{N-i}) = X^*(\omega_i)$, ($i = 0, \dots, N/2$) となる. 二つの実関数 $p(\cdot), q(\cdot)$ を用いて, $X(\omega_i) = p(\omega_i) + j q(\omega_i)$ とおき,

$$\frac{\partial L}{\partial \lambda} = \frac{\partial L}{\partial p(\omega_i)} = \frac{\partial L}{\partial q(\omega_i)} = 0, \quad (i = 0, \dots, N/2) \quad (7)$$

より, 式 (5) を最小化する入力モデル $X(\omega_i)$ と出力モデル $Y(\omega_i)$ を求めることができるが, 式 (7) は形式的に $X(\omega_i)$ と $X^*(\omega_i)$ を別の変数とみなした場合の次の条件式と等価である^{16), 17)}.

$$\frac{\partial L}{\partial \lambda} = \frac{\partial L}{\partial X(\omega_i)} = \frac{\partial L}{\partial X^*(\omega_i)} = 0, \quad (i = 0, \dots, N/2) \quad (8)$$

式 (8) あるいは式 (7) を解くと次式が得られる.

$$X(\omega_i) = N\Delta t \frac{1}{\sum_{n=0}^{N-1} \frac{1}{\left(1 + \frac{k_X}{c_X} \omega_n^2\right) (c_X + c_Y |H(\omega_n)|^2)}}, \quad Y(\omega_i) = H(\omega_i) X(\omega_i) \quad (9)$$

最後に, 得られた $X(\omega)$, $Y(\omega)$ をフーリエ逆変換すると, 単純化された時間の関数としての入力および出力モデルが得られる. 具体的には, まず地中と地表の観測波形から地中/地表のフーリエスペクトル比 $H(\omega_i)$ を求め, 式 (9) に基づいて $X(\omega_i)$, $Y(\omega_i)$ を求めてそれぞれのフーリエ成分の前半部とし, さらにそれぞれの複素共役を後半部として付け加えた後に FFT を用いてフーリエ逆変換し, 実数値の入出力モデル波形を求めている.

上記のように NIOM 法は 2 点の観測波形のスペクトル比から伝達関数 $H(\omega)$ を求め, 入力 $x(t)$ を $x(0) = 1$ を満たす単純な波形としたときの入力 $x(t)$ と出力 $y(t)$ を求める解析手法である. そして, 実際に出力モデル波形 $x(t)$ としては最大振幅 1 のパルスに近い波形が得られていることから, 式 (9) で与えられる入力モデル波形に代えて, $x(t)$ としては δ 関数を仮定してしまい, それに $H(\omega)$ を作用させたものを出力モデル波形 $y(t)$ とする方法でも類似した結果が得られるのではないかと考えられる読者がいるかもしれない. しかしながら, 式 (1) における観測地震動のフーリエ変換には $F(\omega) \equiv 0$ となる振動数が多く含まれるのが常であり, この振動数における出力モデル $Y(\omega)$ が非常に大きくなってしまいうため, 上記のような簡略手法で伝播時間を推定することは現実にはほぼ不可能である^{3),4)}. このため, NIOM 法では入力に加えて出力の波形もより単純な波形になるように入力および出力波形を調整する機能が組み込まれており, このことが NIOM 法の特長である.

2.2 観測点の地盤構造と解析に用いた観測記録¹⁾

本研究では, 2008 年岩手・宮城内陸地震の震源近傍に位置する KiK-net 一関西観測点 (IWTH025) の鉛直アレー観測記録¹⁾ の NIOM 解析を行った. 図 1 は観測井掘削時の調査で得られた地質と PS 検層の結果¹⁾ を示したもので, 強震計は地表と地中 (井戸底) の 2 カ所に設置されている. また, 図 1 の右側には PS 検層の結果から算出される P 波と S 波の伝播時間を示している. 図 1 に示されるように, S 波速度は地表近くから比較的大きい値を示しており, また, 地下 64 m 以深の軟岩層とその上の層の S 波速度のコントラストが顕著である. 図 2 は KiK-net 一関西観測点における岩手・宮城内陸地震の地表と地中の EW 成分の加速度波形を示したものである. 地中においても 500 cm/s^2 を超える極めて強い地震動が観測されている.

表 1 は本研究で解析を行った地震をまとめたもので, 表中イタリック体で示した 2008/06/14 8:43 M7.2 の地震が岩手・宮城内陸地震の本震である. 鉛直入射に近い状態の地震記録を用いるために一関西観測点から震央距離 20 km 以内, 震央距離/震源深さ < 1.5 を選択の基準とし, 本震直後からおおよそ 6 ヶ月後までの 71 余震を選んだ. 本震以前の地震についても余震の場合と同様の基準に基づいて選択したが, 解析地震数をより増やすために震源深さが震央距離と較べて大きい, やや遠地の 3 地震 (2000/12/10 M4.0, 2002/05/12 M5.1, 2005/03/19 M4.1) も含め, 計 6 地震とした.

2.3 NIOM 解析のパラメータ

鉛直アレーを構成する地表と地中 2 点の観測記録のうち, 上の観測記録を式 (1) の $f(t)$, 下の観測記録を $g(t)$ とすると, NIOM 解析によって得られる出力モデル $y(t)$ は, 上の観測点でパルス $x(t)$ が観測されるような波動が入射した場合における, 下の観測点の観測記録と解釈することができる. このため, 入力モデル $x(t)$ が時刻 $t = 0$ で最大振幅 1 となるパルスとすると, 鉛直入射が仮定できる場合における出力モデル $y(t)$ の負の時間に現れたピークは下の観測点における入射波 (上昇波) によるピーク, 正の時間に現れた

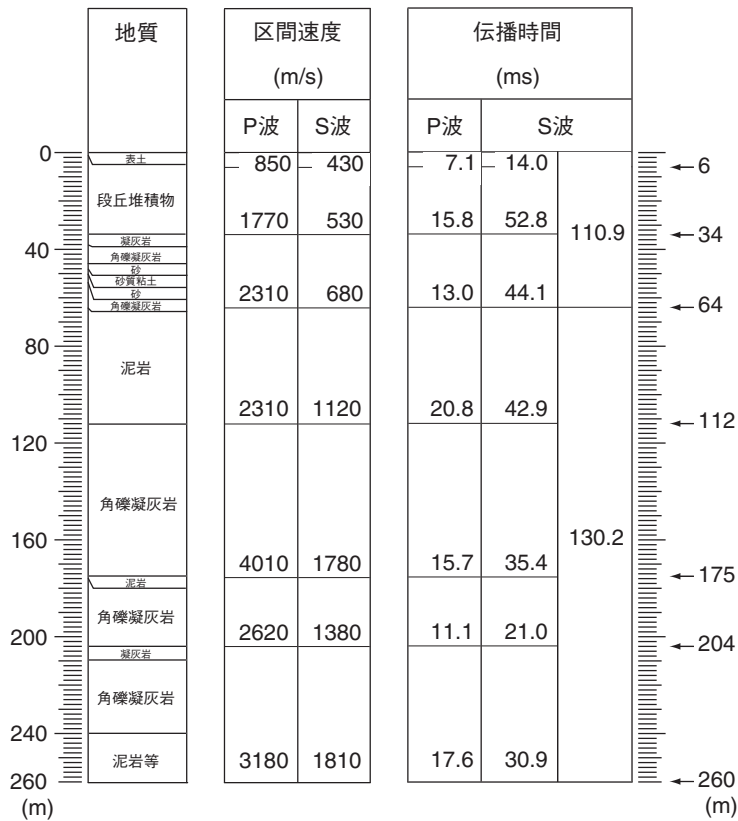


図1 KiK-net 一関西観測点の地盤構造¹⁾と地震波の伝播時間.

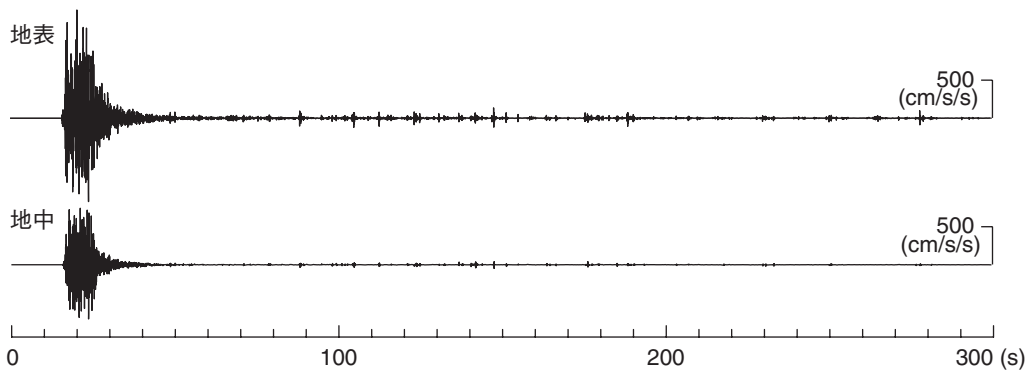


図2 KiK-net 一関西観測点における2008年岩手・宮城内陸地震本震の加速度記録 (EW成分).

ピークは下の観測点における下降波によるピークと考えることができる。ただし、後述するように KiK-net 一関西観測点では反射波のピークは不明瞭であるため、本研究では負の時間のピーク（入射波の通過時間）のみを検討した。

NIOM 解析は、本震に対しては4s幅の時間ウィンドウを用い、2sずつ移動させながら連続的に解析を行った。また、本震以外の地震に対しては時間ウィンドウの幅を2.5sとし、地表の加速度記録の最大振幅の時刻を時間ウィンドウのほぼ中心とすることで波形を切り出して解析を行った。また、上記の時間ウィンドウの両端は0.25s間で切り落とすコサインテーパーとしている。NIOM 解析に用いた式(5)中のパラメータは前述のように $c_X = c_Y = 1$, $k_X = k_Y = 0.001\text{s}^2$ とした。

KiK-net 観測記録の時間ステップは0.01s（岩手・宮城内陸地震よりも前の地震では0.005s）であるが、NIOM 解析の式(9)で得られた入出力モデル $X(\omega)$, $Y(\omega)$ に後続の0を付加してデータ数を16倍に増やし

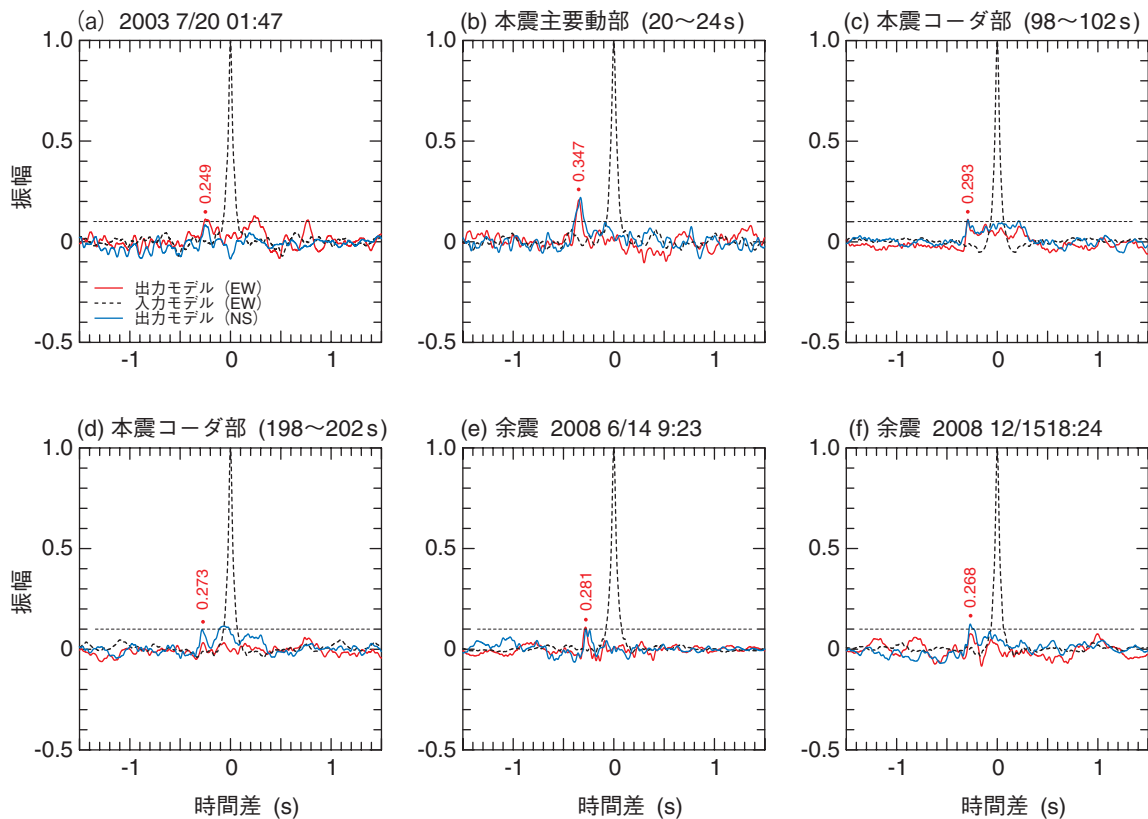


図3 NIOM 解析から得られたモデル波形の例。(a) 2003 7/20 01:47 $M3.7$, (b) 岩手・宮城内陸地震主要動部分 (20~24 s), (c) 同コーダ部分 (98~102 s), (d) 同コーダ部分 (198~202 s), (e) 余震 2008 6/14 9:23 $M3.6$, (f) 余震 2008 12/15 18:24 $M3.4$. 図中, 黒破線, 赤実線はそれぞれ, EW 成分の入力モデル波形と出力モデル波形, また, 青実線は NS 成分の出力モデル波形を示す. 図中の数値は EW 成分の出力モデル波形から読みとった S 波の伝播時間.

区間)の振幅も全体的に大きい傾向がみられる. これは, コーダ部には表面波や散乱波など鉛直方向の見かけの伝播速度が S 波と比べて大きい波動成分が混入しているためと考えられる. その一方で S 波の伝播速度によるピークについては, その振幅は他と解析結果と比べて少し小さいものの, 明瞭に読みとることができる. このように, 異なる伝播速度を持つ複数の波動成分が混在する場合には, 単一の波動成分からなる地震記録を解析する場合と比べて出力モデル波形のピーク振幅は低下するものの, 大きい振幅を持つ波動成分によるピークは大きく現れると考えてよい. 一般に規模の大きな地震の震源近傍の場合, S 波だけが独立に入射する現象は考えにくく, P 波も混入しているものと考えられることに加えて, 破壊の進展に伴って観測地点への地震波の入射条件が刻々と変わり, 入射方位や入射角が時刻によって変化するものと考えられるが, 最大のピークを与える時間のみを読みとることによって, 解析区間において卓越している波動成分の伝播速度を, 相対的に小さい振幅を持つ波動成分の混入の影響を余り受けずに評価することが可能である.

図3において地震波の伝播時間の変化に着目すると, (a)2003/07/20の地震では0.25s程度(図1のPS検層の結果に基づくS波の伝播時間は0.241s)であるのに対し, (b)岩手・宮城内陸地震の本震主要動部分では0.35s程度まで大きくなっており, 本震の著しい強震動による地盤の非線形化によってS波速度が低下したことがわかる. また, その後(c)本震コーダ部98~102sから(f)2008/12/15まで, 時間の経過とともに伝播時間がほぼ減少する傾向にあることもみることができる.

なお, 図3に見るように前報⁷⁾の解析例と較べて出力モデル波形の振幅が小さく, また, 反射波のピークも不明瞭になっている. これは, KiK-net 一関西観測点の二点の強震計の間隔が大きく, かつ, この間にコ

ントラストの強い層境界が含まれるため、反射や散乱によって地中と地表の相関が低くなったためと考えられる。このような理由から、明瞭なピークが認められなかった記録もあるため、本研究では出力モデル波形における入射波のピーク値が0.1以上の場合のピーク時間を確実に検出された伝播時間とみなし、以降では0.1未満の場合と区別して示している。

3.2 伝播時間の経時変化

図3で指摘した本震とその前後における伝播時間の変化を詳しく見るために、解析を行ったすべての地震について得られた伝播時間を図4に時間の経過順に示す。図4(a)が岩手・宮城内陸地震以前の6地震、(b)が岩手・宮城内陸地震の本震、(c)が余震の結果である。前述のように岩手・宮城内陸地震以前の地震と余震では、それぞれの主要動部分のみを解析しており、得られた伝播時間を(a)岩手・宮城内陸地震以前の6地震では発生順に、また、(c)余震では本震発生時刻からの経過日数を横軸に取りプロットしている。また、本震に対しては4s間の解析を2sずつ移動させながら連続的に解析を行っており、結果の表示にはそれぞれの時間ウィンドウの中央の時刻を横軸に用いている。図中の●○がEW成分、▲△がNS成分の結果を表しており、それぞれの白抜き記号は伝播時間を読みとった出力モデル波形のピーク値が0.1未満で不明瞭なピークであることを表している。なお、伝播時間の抽出は0.1~0.4s間の最大値を抽出することでされており、最大値が0.1s以下あるいは0.4s以上にある場合には該当するピークはないものと見なし、プロットしていない。また、各図の下には、それぞれのNIOM解析に用いた時間ウィンドウ毎の地震動の強さの指標として、地表の観測記録から求めた速度振幅のRMS値を示している。速度波形の算定に際しては、すべての観測記録に対して同一条件でかつ安定した波形を得るために、一律に0.2Hzから0.5Hzの間に低振動数成分を遮断するチェビシェフフィルタ¹⁸⁾を施した後に数値積分を行っている。

図4(a)の岩手・宮城内陸地震以前の6地震の結果をみると、0.25s程度を中心に分布しており、これらの結果の平均値を岩手・宮城内陸地震以前のS波の伝播時間と見なした。なお、図中の括弧内の結果は明瞭なピークではなく、値も他と大きく異なるため平均値の算定からは除外した。このようにして求めた平均値は0.258sとなり、PS検層の結果から算定される伝播時間0.241sよりも若干大きい値が得られた。S波の斜め入射を考えると、見かけの伝播時間は理論的に鉛直方向の伝播時間に比べて短くなることが予想され、この結果は反対の傾向となっている。現在、この差異が生じた原因については特定できていないが、PS検層についても微小エネルギーのS波を局所的に発生させていることなどに伴う誤差が含まれていることから、以降の検討ではNIOM解析による伝播時間を本震以前の初期値として用いることとした。この平均値は本震(図4b)や余震(図4c)の結果と比較するため、図中に破線で示している。

図4(b)の岩手・宮城内陸地震の本震の結果を見ると、S波の到達後すぐに伝播時間が0.35s程度(EW成分0.347s、NS成分0.344s)まで上昇し、その直後から0.28s程度まで急速に減少していることがわかる。また、速度振幅RMS値も伝播速度の変化と同様の形状の変化を示しており、この伝播速度の変化が著しい強震動による地盤の非線形化の影響であることがわかる。また、伝播時間の変化が著しい20~50s秒の範囲では、求められた伝播時間のばらつきが非常に小さく、精度良く求められている。

70s以降の伝播時間の結果はばらつきが大きく、また、出力モデル波形の振幅が0.1未満の結果(白抜き記号)も増えている。しかし、平均的には0.28s前後で一定値を示していると言ってよく、この値は本震以前の伝播時間0.258sよりも依然として大きい値である。また、この時間帯の速度振幅のRMS値はコーダ中に見られる小余震に影響されて増減があるものの徐々に減少しており、この伝播時間の本震前の値に対する増加分は、その時々地震動の振幅レベルに起因する地盤剛性の低下とは異なるものと考えられる。

図4(c)の余震の解析結果を見ると、本震から0.01~1日程度の範囲における伝播時間は前述の本震コーダ部分における一定値とほぼ同じ値を中心にばらついており、本震後も伝播時間の増加(地盤剛性の低下)の影響が残っていることがわかる。本震から0.01~200日程度の長いスパンで見ると、伝播時間が対数軸上でほぼ直線的に緩やかに減少していく様子も見ることができる。このように強い地震動に伴う地盤剛性の低下は、大振幅の地震波の入射と同時に生じ、振幅の低下とともにすぐに回復する低下とそれ以降に長期

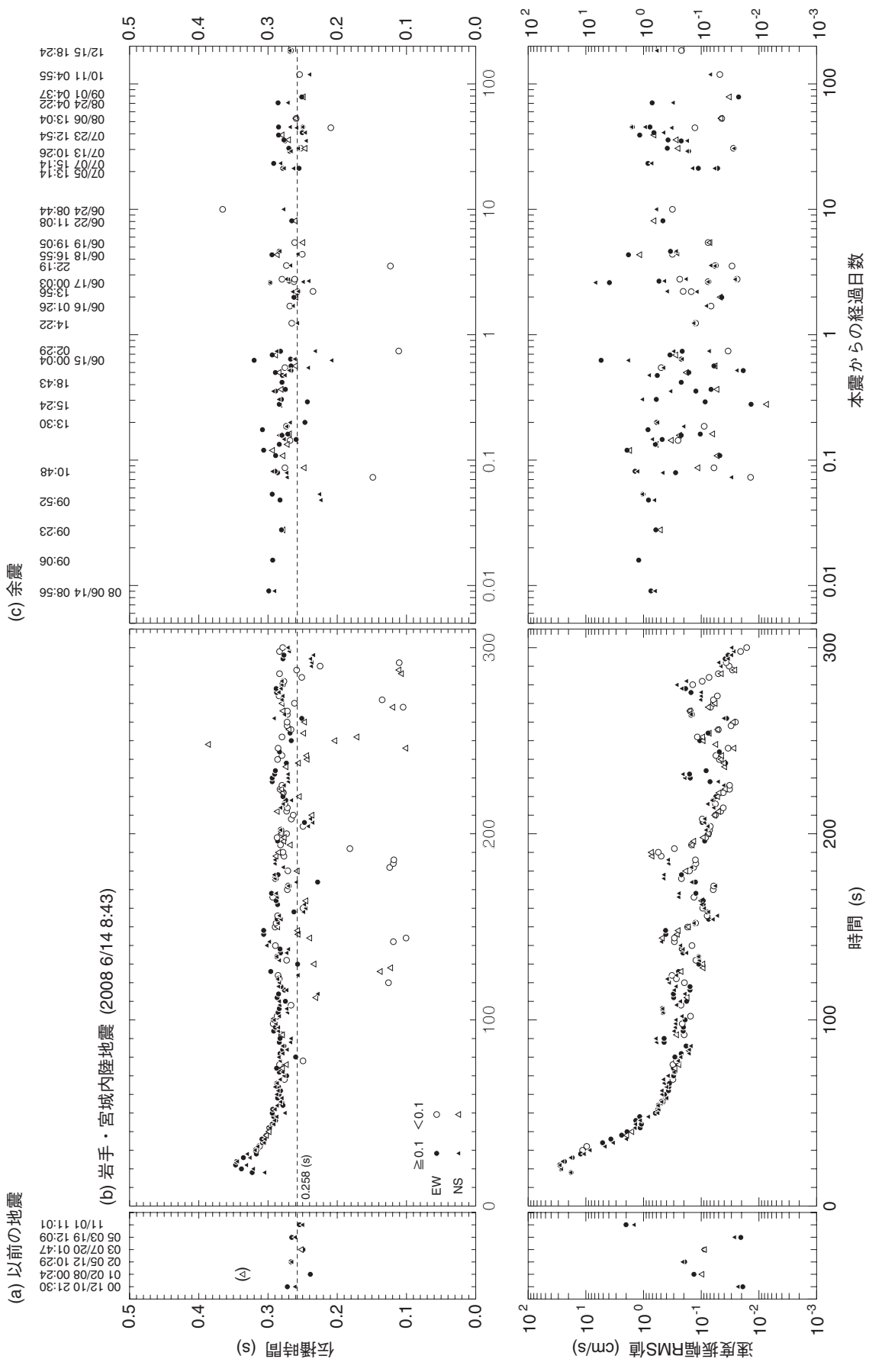


図 4 NIOM 解析によって得られた岩手・宮城内陸地震とその前後の伝播時間の経時変化. (a) 岩手・宮城内陸地震以前の地震, (b) 岩手・宮城内陸地震, (c) 余震における伝播時間 (上図) とタイムウィンドウごとの速度振幅 RMS 値 (下図). 上図の破線は (a) 岩手・宮城内陸地震以前の地震における伝播時間の平均値を示す.

間残留する低下の二つに分けられることが確認できる。この二種類の剛性低下は2007年新潟県中越沖地震における柏崎刈羽原子力発電所内の鉛直アレー観測記録のNIOM解析でも検出されていること⁷⁾や新井等も同様の指摘¹⁹⁾をしていることなどから、強震時に地盤が示す剛性低下の一般的な性質である可能性も考えられる。今後、様々な記録を用いて解析を行い、検討を進めていきたい。

一方、実際にはS波の鉛直入射で近似できない地震もあると考えられ、この場合、鉛直アレーの2点間の伝播時間で鉛直距離を除いた見かけの伝播速度は真のS波速度よりも大きな値になる。試みに、図1に示した層構造の下に基盤層としてS波速度3,000m/sの半無限層を加えた平行成層構造を考え、基盤層から平面S波を入射角30°、45°、60°で入射させた場合の伝播時間を求めると、鉛直入射の場合に比較して、それぞれ2%、4.5%、7%程度小さい値となる。本研究では入射角に関する補正を一切行わずにNIOM解析から得られた伝播時間をそのまま示しているが、示された伝播時間は上記の程度の誤差を含みうるものであり、地盤の実際のS波速度の低下量は本論文の結果から推定された値よりもさらに大きい可能性がある。

3.3 剪断剛性率と剪断歪の関係

地盤の非線形挙動は、微小歪における剪断剛性率 G_0 で正規化された剪断剛性率 G/G_0 を剪断歪 ε との関係で論じるのが一般的である。そこで、本節ではNIOM解析によって得られた伝播時間に基づいて $\varepsilon \sim G/G_0$ の関係を検討した。

KiK-net 一関西観測点は観測井戸が深く、観測点が井戸底と地表の2点しかないため、前節に示した伝播時間の変化だけから、各層における剛性の低下を分離して評価することは本解析法では不可能である。このため、図1に見るように表層3層(地表から地下64m)のS波速度が430~680m/sであり、それ以深の層と強いコントラストを持つことを考慮して、本研究では強震動によるS波速度の低下が表層3層のみに同じ割合で生じたものと仮定した。

まず、図1に示すようにPS検層の結果に基づくS波の伝播時間が0.241sであるのに対し、本震以前のNIOM解析による伝播時間が0.258sと若干大きめの値に求められたことに基づき、図1の各層のS波速度を一律に $\alpha = 0.241/0.258$ 倍した値を本震以前のS波速度の補正值とした。このとき、本震以前における表層3層(64m以浅)の伝播時間 T_s とそれ以深の基盤層内の伝播時間 T_b はそれぞれ、 $T_s=0.119$ s、 $T_b=0.139$ sとなる。次に本震やそれ以降の記録のNIOM解析によって得られた伝播時間 T から表層の各層のS波速度を求めるには、図1中のPS検層によるS波速度に対し、前述の α とともに、次式で与えられる係数 β をかければよい。

$$\beta = T_s / (T - T_b) \quad (10)$$

例えば、第2層(PS検層によるS波速度530m/s)に対して、本震以前のS波速度と、本震主要動における最大の伝播時間 $T=0.347$ s(EW成分、解析区間20~24s)の場合のS波速度を求めると、それぞれ、 $530\alpha=496$ m/s、 $530\alpha\beta=280$ m/sとなる。また、本震以前の剪断剛性率で正規化された剪断剛性率 G/G_0 は β^2 で与えられ、表層3層共通の値として評価できる。

剪断歪は地震動の伝播に伴う位相差によって生じる歪の算定式²⁰⁾を参考に、地表地震計の速度振幅のRMS値 V_{RMS} を用いて、次式で推定した。

$$\bar{\varepsilon} = V_{RMS} / v_s \quad (11)$$

ここで、 v_s はS波速度、 $\bar{\varepsilon}$ は剪断歪の平均的な値であり、式(11)は波形の変形を伴わない一次元的な波動伝播に基づく算定式であることに留意する必要がある。

上記の手順で求めた剪断剛性率と剪断歪の関係を図5(a)に示す。この図には、本震以前の6地震の結果と、伝播時間の大きな変化がみられた本震の18~100sまでの結果を示している。本震以前の地震では剪断歪は $10^{-6} \sim 10^{-5}$ を示しており、一般の土質材料において非線形化の影響が殆ど生じないとされる範囲¹³⁾にある。一方、本震の主要動においては剪断歪は最大で 1×10^{-3} に達し、剪断剛性率は初期剛性の40%程度ま

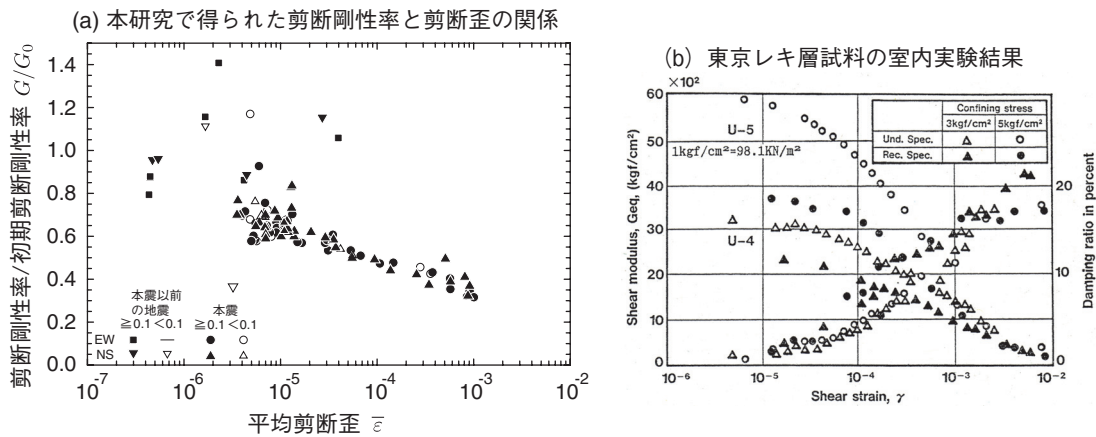


図5 (a) 本震18~100s間と本震以前の地震における剪断剛性低下率と剪断歪の関係. (b) Hatanaka等による東京レキ層の不攪乱試料および攪乱試料の室内実験に基づく剪断剛性率と剪断歪の関係¹⁴⁾. 図中, Und. Spec. が不攪乱試料, Rec. Spec. が再構成試料を表す.

で低下している. その後, 地震動の振幅の減少に伴い剪断歪が 1×10^{-5} まで低下する間に, 剪断剛性率是对数軸上でほぼ直線的に増加し, 初期剛性の70%程度まで回復している. しかしその後は, 図4において述べたように地盤の剛性が殆ど上昇しておらず, 本震直後の剪断剛性率の回復は初期剛性の70%程度までであったと結論できる.

同様の現象を示すものと考えられる研究成果として, 図5(b)にHatanaka等によるレキ層の室内実験結果¹⁴⁾を示す. この実験では地下18.5~21.5mの東京レキ層(S波速度380m/s)から凍結サンプリングによって採取された不攪乱試料を用いており, 不攪乱試料とほぼ同じ相対密度になるように再構成された攪乱試料に対する結果も併せて示されている(図中, Und. Spec. が不攪乱試料, Rec. Spec. が再構成試料を表す). 本研究で得られた結果と比較すると, 全く異なる地点の試料であるにも拘らず, 剪断剛性率の低下し始める歪レベルや 10^{-3} 程度の大歪における低下率など類似した結果が得られていることがわかる. 特に, 不攪乱試料と攪乱試料の結果の比較から, 攪乱によっても剪断剛性率が低下することが示されているが, このことは本研究で指摘した本震後の剪断剛性率の回復が初期剛性の70%程度までであったことと同様の現象である可能性が考えられる. すなわち, 岩手・宮城内陸地震の著しい強震動によって攪乱に類似した効果が生じたために, 剪断剛性率が本震以前の値まで回復しなかったものと考えられる.

4. 結論

本研究では, 2008年岩手・宮城内陸地震の震源近傍に位置するKiK-net一関西観測点における観測記録を用いてNIOM解析を行い, 2008年岩手・宮城内陸地震とその前後のS波の伝播時間の変化を検討した. 以下に得られた知見を列挙する.

1. 2008年岩手・宮城内陸地震以前の6地震の解析によって, PS検層によるS波速度から算定される伝播時間(0.241s)よりも若干大きい伝播時間(0.258s)が得られた.
2. 2008年岩手・宮城内陸地震本震の解析から, 主要動において伝播時間は最大でおよそ0.35s(EW成分0.347s, NS成分0.344s)まで増加し, その直後から0.28s程度まで急速に減少したことが明らかになった. この変化は大きな地震動に起因する地盤の非線形化によるものである.
3. 本震コーダ部の解析において, 伝播時間はばらつきは大きいものの平均的には0.28s前後の値を示し, 本震以前の伝播時間0.258sよりも大きい値を示した.
4. 本震から0.01~1日程度の範囲における余震の解析から, 本震後の伝播時間は本震前の値よりも大きく, 地盤剛性が完全には回復していなかったことが明らかになった. また, 本震以後0.01~200日程度の長い

スパンにおいては、伝播時間が対数軸上でほぼ直線的に緩やかに減少（回復）する結果が得られた。

5. 算定された伝播時間に基づいて剪断剛性率と剪断歪の関係を検討した。その結果、本震の主要動において剪断歪は最大で 1×10^{-3} に達し、剪断剛性率は初期剛性の40%程度まで低下したこと、また、その後、地震動の振幅の減少に伴い剪断歪が 1×10^{-5} まで低下する間に、剪断剛性率は対数軸上でほぼ直線的に増加し、初期剛性の70%程度まで回復したことを指摘した。

謝 辞

本研究では、独立行政法人防災科学技術研究所によるKiK-net基盤強震観測網の観測記録を使わせて頂いた。関係各位に深謝の意を表す。

参考文献

- 1) 防災科学技術研究所:KiK-net WWW, http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/docs/overview_kik_index.html.
- 2) Kawakami, H. and Bidon, P. : A simplified input output relation method using AR model for earthquake wave propagation analysis, *Earthq. Engng. Struct. Dyn.*, Vol.26, 1997, pp.1041-1057.
- 3) Haddadi, H. R. and Kawakami, H. : Modeling wave propagation by using Normalized Input-Output Minimization (NIOM) method for multiple linear systems, *Structural Eng./Earthquake Eng.*, JSCE, Vol.15, 1998, pp.29s-39s.
- 4) Kawakami, H. and Haddadi, H. R. : Modeling wave propagation by using Normalized Input-Output Minimization (NIOM), *Soil Dyn. Earthq. Engng.*, Vol.17, 1998, pp.117-126.
- 5) 川上英二, 孫耀南, 楊仲元: 波動伝播と土粒子軌跡のモデル化による地表および地中の常時微動記録の解析, 土木学会論文集, No.738/I-64, 2003, pp.125-138.
- 6) Haddadi, H. R. and Kawakami, H. : Effect of liquefaction on ground motion during the Hyogoken-nanbu earthquake, 1995, in Japan by using NIOM method, *The Effect of Surface Geology on Seismic Motion*, Irkura, Kudo, Okada and Sasatani (eds), Balkema, Rotterdam, Vol.2, 1998, pp.1015-1022.
- 7) 茂木秀則, Shrestha, S. M., 川上英二, 岡村真也: 柏崎刈羽原子力発電所内の鉛直アレーにおける新潟県中越沖地震とその前後のS波速度の経時変化, 日本地震工学会論文集, Vol.9, No.1, 2009, pp.19-31.
- 8) 時松孝次, 新井洋, 藁和健太郎: 柏崎刈羽原子力発電所サービスホールの鉛直アレー強震記録から推定した地盤の非線形性状と基盤露頭波, 日本建築学会構造系論文集, Vol.73, No.630, 2008, pp.1273-1280.
- 9) Tokimatsu, K. and Arai, H. : Nonlinear soil properties estimated from downhole array recordings at Kashiwazaki-Kariwa nuclear power plant in the Niigaka-ken Chuetsu-oki earthquakes, *14th WCEE*, 2008.
- 10) Seed, H. B., and Idriss, I. M. : Soil moduli and damping factors for dynamic response analyses, Report no. EERC 70-10, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, California, 1970.
- 11) Hardin, B. O. and Drnevich, V. P. : Shear modulus and damping in soils: measurement and parameter effects, *J. Soil Mech. Foundations Div.*, ASCE, Vol. 98, 1972, pp.603-624.
- 12) Hardin, B. O. and Drnevich, V. P. : Shear modulus and damping in soils: design equations and curves, *J. Soil Mech. Foundations Div.*, ASCE, Vol. 98, 1972, pp.667-692.
- 13) 石原研而: 土質動力学の基礎, 鹿島出版会, 1976.
- 14) Hatanaka, M., Suzuki, Y., Kawasaki, T. and Endo, M. : Cyclic undrained shear properties of high quality undisturbed Tokyo gravel, *Soils and Foundations*, Vol.28, No.4, 1988, pp.57-68.
- 15) Sun, J. I., Goleorkhi, R. and Seed, H. B. : Dynamic moduli and damping ratios for cohesive soils, Report no. EERC 88-15, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, California, 1988.
- 16) Haddadi, H. R., 川上英二: Modeling wave propagation by using Normalized Input-Output Minimization (NIOM) method for multiple linear systems への討議への回答, 土木学会論文集, No.626/I-48, 1999, pp.257-258.
- 17) Claerbout, J. F.: *Fundamentals of Geophysical Data Processing*, Blackwell Scientific Publications, 1985,

p.109.

- 18) 齊藤正徳：漸化式デジタル・フィルターの自動設計，物理探鉱，Vol.22，No.6，1978，pp.240–263.
- 19) 新井洋，関口徹，時松孝次：2004年新潟県中越地震後のK-NET・JMA小千谷における表層S波速度の回復過程，第12回日本地震工学シンポジウム，2006，No.0327.
- 20) 佐藤忠信他・土木学会編：動的解析と耐震設計，第2巻，動的解析の方法，土木学会，1989，p.193.

(受理：2009年5月14日)

(掲載決定：2009年9月8日)

Temporal Change of S-wave Propagation Time Observed at the KiK-net Ichinoseki-Nishi Site during, before, and after the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake

MOGI Hidenori¹⁾, SHRESTHA Santa Man²⁾, KAWAKAMI Hideji³⁾ and KAWAMURA Junya⁴⁾

1) Member, Associate Professor, Saitama University, Dr. Eng.

2) PhD Student, Saitama University, M. Eng.

3) Member, Professor, Saitama University, Dr. Eng.

4) Ex-student, Saitama University, B. Eng.

ABSTRACT

The 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake caused severe damage in the southern part of Iwate and the northern part of Miyagi Prefectures. The KiK-net Ichinoseki-Nishi observation site, operated by the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, is situated near the epicenter. The vertical array records observed at the site provide valuable information about the wave propagation at a large strain level. In this study, the temporal changes of S-wave propagation time were examined based on the Normalized Input-Output Minimization (NIOM) analysis. The NIOM analyses were carried out for the vertical array records observed during the mainshock and the events before and after it. The results revealed that (1) the S-wave propagation time increased from 0.258 s to about 0.35 s due to nonlinear behavior of the soil; (2) this propagation time corresponds to the 60% reduction of the shear moduli of the surface layers (ground–64 m depth) and the strain level of 1×10^{-3} ; and (3) the propagation time after the mainshock was still larger than the observed propagation time before the mainshock, and gradual decrease of the propagation time was observed during six months after the mainshock.

Key Words : The 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake, Propagation Time of S Wave, Temporal Change, Nonlinear behavior, NIOM Analysis, Earthquake Ground Motion