



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

茂木秀則¹⁾, SHRESTHA Santa Man²⁾, 川上英二³⁾, 岡村真也⁴⁾

1) 正会員 埼玉大学工学部建設工学科, 講師 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

東京電力株式会社柏崎刈羽原子力発電所において観測された2007年新潟県中越沖地震とその前後の地震記録が公開された。これらの記録は、震源近傍の非常に高密度の地震記録として極めて貴重なものである。本研究では、NIOM法を東京電力株式会社柏崎刈羽原子力発電所のサービスホール(KSH)の鉛直アレーにおける観測記録に適用して、2007年新潟県中越沖地震とその前後のS波速度の経時変化を検討した。その結果、表層(地表~地下50m)と中間層(地下50m~100m)では本震主要動時に顕著なS波速度の低下が見られること、その一方で、主要動直後からS波速度が増加し始めていることなどから、これらの層においても大規模な液状化は生じなかったものと考えられること、基盤層では主要動時においてもS波速度の低下はごくわずかであり、強震動による非線形化の影響は殆ど生じていないと考えられることなどを指摘した。

キーワード： 2007年新潟県中越沖地震, S波速度, 経時変化, NIOM法

1. はじめに

2007年新潟県中越沖地震では新潟県内を中心に大きな被害が生じ、震源近くに位置する東京電力株式会社柏崎刈羽原子力発電所においても被害が生じた。このような重要構造物では非常に高密度に地震観測が行われており、東京電力株式会社によって2007年新潟県中越沖地震とその余震、ならびに、本震以前の地震記録が公開された¹⁾。これらの記録は、震源近傍の極めて高密度の強震記録として、構造物の地震応答、地盤の地震応答、構造物と地盤の相互作用などさまざまな検討に非常に有用な情報を与えるものである。

川上ら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⁾⁻⁶⁾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。さらに、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⁵⁾。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。

一方、原子力発電所が立地するような比較的剛な地盤において、強震動による S 波速度の減少やその後の回復過程を原位置での直接計測結果に基づき報告した研究は著者等の知る限りない。そこで本研究では、東京電力株式会社柏崎刈羽原子力発電所のサービスホール（KSH）の鉛直アレーによる観測記録に NIOM 法を適用して、2007 年新潟県中越沖地震の本震とその余震、本震以前の地震に適用して、S 波速度の経時変化を検討した。

2. 解析手法

2.1 NIOM 解析方法の概要^{3),4),6)}

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、ラグランジェ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 はラグランジェの未定定数、 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。例えば、式 (5) 中の $\sum |X(\omega_i)|^2$ は入力モデル $x(t)$ のパワー、 $\sum \omega_i^2 |X(\omega_i)|^2$ はその時間微分のパワーであることから、式 (5) においては、振幅が小さく、かつ、滑らかな（時間変化が小さい）波形を求めることが意図されている。なお、式 (5) 中の最初の \sum 内の各項の次元が同じであるので、 c_X , c_Y は無次元量、 k_X , k_Y は時間の二乗

の次元を持っている。

重み係数の設定には任意性があるが、モデル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を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。また、例えば出力モデル $y(t)$ の波形をより強く単純化し、入力モデル $x(t)$ の単純化にはあまり拘らない ($t \neq 0$ における振幅がある程度大きく残っていても構わない) 場合には c_Y の値を c_X の値よりも大きく設定すればよい。なお、本研究の NIOM 解析では、 $c_X = c_Y = 1$, $k_X = k_Y = 0.001 \text{ s}^2$ としているが、 k_X の値の決定に際して明確な基準があるわけではなく、試行錯誤的に決めている。

式 (2)(6) を式 (5) に代入し、

$$\frac{\partial L}{\partial X(\omega_i)} = \frac{\partial L}{\partial X^*(\omega_i)} = 0, \quad (i = 0, \dots, N-1) \quad (7)$$

より、式 (5) を最小化する入力モデル $X(\omega_i)$ と出力モデル $Y(\omega_i)$ を求めると次式が得られる。ここで、 X^* は X の複素共役を表す。

$$X(\omega_i) = N\Delta t \frac{\frac{1}{\left(1 + \frac{k_X}{c_X} \omega_i^2\right) (c_X + c_Y |H(\omega_i)|^2)}}{\sum_{n=0}^{N-1} \frac{1}{\left(1 + \frac{k_X}{c_X} \omega_n^2\right) (c_X + c_Y |H(\omega_n)|^2)}}, \quad Y(\omega_i) = H(\omega_i) X(\omega_i) \quad (8)$$

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。

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り、レシーバー関数⁷⁾と同様の考え方に基づくものである。しかし、レシーバー関数では入力 $x(t)$ を解析者が適当なパルス波を仮定して与える必要があるのに対し、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いるという特長がある。一方、NIOM 法は、得られる出力モデルのピークを与える時間が二点間の伝播時間に相当するという点では、よく知られている相互相関係数と変わらないということもできよう。しかし、NIOM 法の定式化は相互相関関数とは全く異なっており、また、NIOM 法には解析する二点の波形に互いに無相関なノイズが含まれている場合であっても、二点に共通な信号を比較的安定して検出できる特長がある。なお、NIOM 法と相互相関係数や単位衝撃応答による方法の比較はすでに行われている^{3),4)} ため、NIOM 法と他の手法との違い・関係の詳細についてはこれらの文献をご覧ください。

2.2 用いた観測記録と NIOM 解析のパラメータ

本研究では本震時やその前後での S 波の伝播速度の変化を検討するため、「サービスホール」(KSH) の鉛直アレーによる加速度記録¹⁾ を用いた。図 1 に示すように、この鉛直アレーは SG1 (地表) ~ SG4 (地下

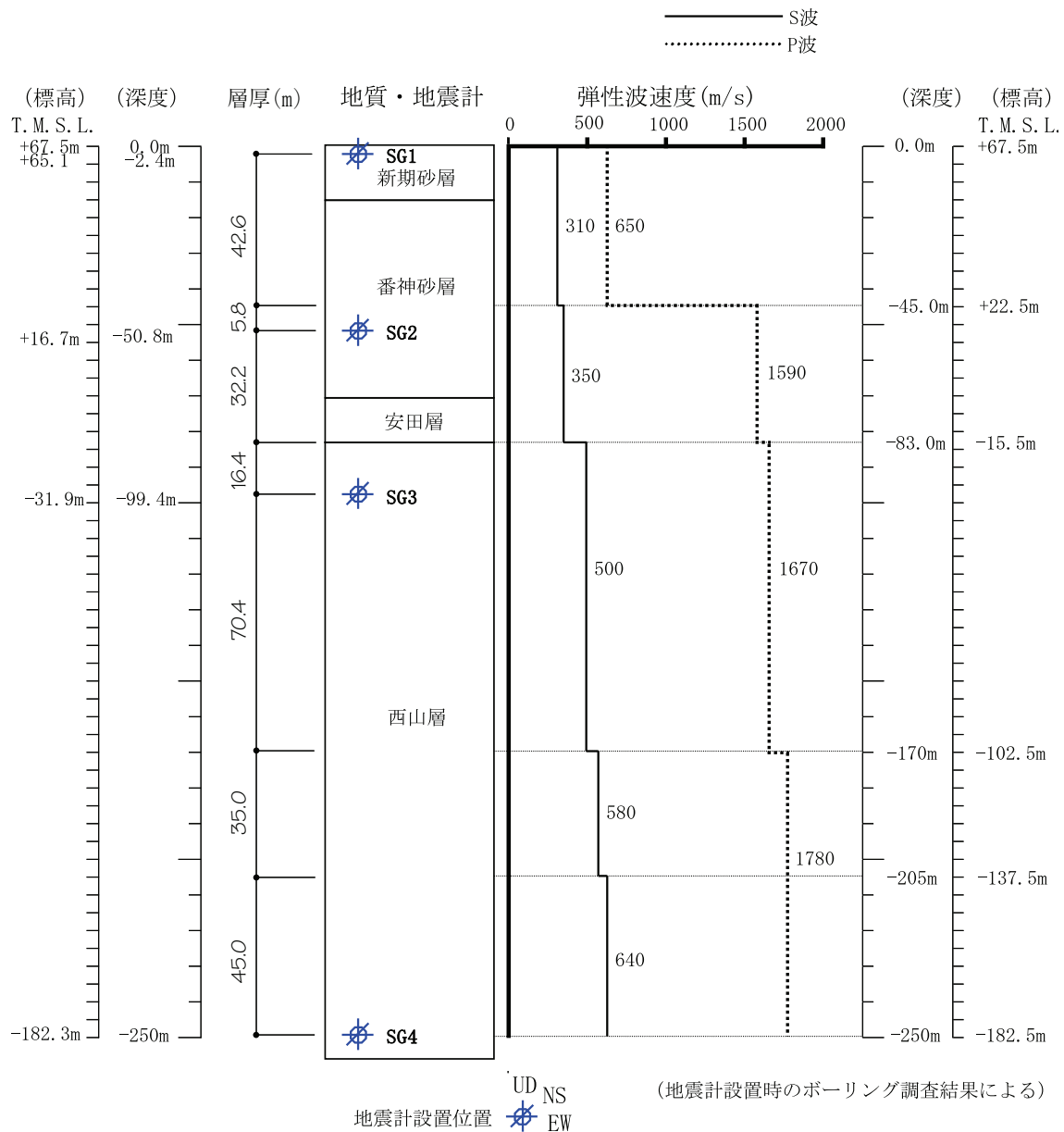


図1 KSH鉛直アレーにおける地盤構造。東京電力株式会社柏崎刈羽原子力発電所における加速度時刻歴波形データ<改訂版>DVD収録の資料「10地盤系観測点の地盤概要.pdf, p.4」に層厚を加筆。

250m)の4観測点から構成されており、各観測点では、プラントの南北方向(NS)、東西方向(EW)、上下方向(UD)の3成分が観測されている。なお、本研究ではプラントの南北方向(NS)、東西方向(EW)の2成分を用い、プラントの南北方向(NS)は真北から東へ $18^{\circ}54'51''$ 傾いているが、これらの水平2成分を本論文では単にNS成分、EW成分と称する。

鉛直アレーを構成する上下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。そこで本研究では、鉛直アレーを構成する4

箇所の加速度計から SG1～SG2, SG2～SG3, SG3～SG4 の 3 つの組合せを考え、それぞれの組合せに対して NIOM 解析を行い、この 3 区間を S 波が伝播する時間をそれぞれ求めた。なお、入射波の現れる時間が区間内を伝播する時間を表すのに対し、SG1～SG2 の場合を除いて上の観測点が地表のものではないことから、下降波の現れる時間は地表で反射した後下の観測点を通過する時間にも影響されるため、区間内を伝播する時間とは異なる。このため、本研究では負の時間のピーク（入射波の通過時間）を主に検討している。NIOM 解析に用いたパラメータは $c_X = c_Y = 1$, $k_X = k_Y = 0.001 \text{ s}^2$ である。フーリエ変換に際しては、両端を 0.25 s 間で切り落とすコサインテーパースとする時間ウィンドウを用いて解析区間を切り出しながら、NIOM 解析を行った。また、観測記録の時間ステップは 0.01 s であるが、NIOM 解析の式 (8) 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 倍に増やしてからフーリエ逆変換し、得られる入出力モデルの時間ステップを 1/16 に補間している。なお、本研究では上記のように時間ステップを 1/16 に補間しているが、これは、滑らかな結果を得るために小数点以下第 3 位を補うことを意図して 1/16 (FFT を用いるため 1/2⁴) としたもので、それ以上の特別な理由はない。

2.3 柱状図と S 波速度の推定方法

図 1 中の弾性波速度は地震計設置時の PS 検層の結果¹⁾によるもので、地表から地下 250 m までが S 波速度 310, 350, 500, 580, 640 m/s の 5 層で構成されている。これらの層のうち、310 m/s 層（新期砂層、番神砂層上層）の S 波速度を β_1 、350 m/s 層（番神砂層下層、安田層）を β_2 、500 m/s 層（西山層最上層）を β_3 とする。なお、本研究では 310 m/s 層、350 m/s 層、500 m/s 層をそれぞれ、「表層」、「中間層」、「基盤層」と呼ぶものとする。

本研究では、各層の S 波速度はそれぞれの層内では深さによらず一定（ただし、時間や地震により変化する）と仮定し、次の手順で S 波速度を推定した。まず、西山層の各層の S 波速度が PS 検層による値から等しい割合 α で変化するものと仮定し、NIOM 解析によって得られる SG4～SG3 間の伝播時間 t_{4-3} に基づいて β_3 を推定した。

$$\beta_3 = 500 \alpha \text{ (m/s)}, \quad \alpha = T_{4-3}/t_{4-3} \quad (9)$$

ここで、 T_{4-3} は PS 検層の結果における SG4～SG3 までの S 波の伝播時間 (0.271 s) である。式 (9) によって β_3 が推定されると、NIOM 解析によって得られる伝播時間 t_{3-2} , t_{2-1} から、次式に従って β_2 , β_1 を順に推定することができる。

$$\beta_2 = \frac{32.2}{t_{3-2} - 16.4/\beta_3} \text{ (m/s)}, \quad \beta_1 = \frac{42.6}{t_{2-1} - 5.8/\beta_2} \text{ (m/s)} \quad (10)$$

なお、伝播時間 t 、伝播速度 β 、伝播距離 L とすると、

$$\beta = L/t \quad (11)$$

の関係より、伝播速度の推定誤差 $\Delta\beta$ と伝播時間の読みとり誤差 Δt （簡単のため $t = L/\beta \gg \Delta t$ を仮定）の関係は次式で与えられる。

$$\Delta\beta \sim \frac{\beta^2}{L} \Delta t \quad (t = L/\beta \gg \Delta t) \quad (12)$$

ここで、伝播時間の読みとり誤差としてサンプリング間隔 $\Delta t = 0.01 \text{ s}$ を代入すると、伝播速度の推定誤差 $\Delta\beta$ は 3 層とも 15 m/s 程度と見積もることができる。なお、下の層について推定された速度の誤差が式 (10) を用いることにより上の層の速度の推定に影響を与えることが考えられ、そのため、上の層になるほど誤差が大きくなる可能性も考えられる。しかし、 β_2 , β_3 をそれぞれ、300 m/s, 480 m/s、その推定誤差を 15 m/s と仮定すると、式 (10) の分母に含まれる $16.4/\beta_3$, $5.8/\beta_2$ の値の誤差はともに $1.0 \times 10^{-3} \text{ s}$ 程度となり、伝

播時間の読みとり誤差 $\Delta t=0.01$ s と比べて小さく、上記のような上の層になるほど誤差が大きくなるおそれはない。厳密な誤差評価においては考慮すべき影響と考えられるが、ここではあくまでも誤差の概算評価を意図しているため、上記の影響は無視して評価を行っている。

3. 解析結果

3.1 本震以前の S 波速度

前節に示した柱状図が得られた PS 検層の実施時から現在に至る間に、地盤の剛性変化も考えられるため本震以前の地震記録を用いて S 波速度を検討した。鉛直入射に近い状態の伝播時間を評価するために、近地の 3 地震を選んだ (表 1)。NIOM 解析には、直達波と考えられる S 波の主要動部分の 2.5 s 間を用いた。

NIOM の解析例として、2006 年 3 月 12 日、M2.4 の地震の解析結果を図 2 (a)~(c) に示す。(a)~(c) はそれぞれ、SG1~SG2 間、SG2~SG3 間、SG3~SG4 間の解析結果である。図中の破線が EW 成分の入力モデル波形 (上の地震計におけるパルスに単純化された波形、例えば (a) SG1~SG2 間ならば SG1 における波形)、黒実線がそれに対応する EW 成分の出力モデル波形 (下の地震計における単純化された波形、例えば (a) SG1~SG2 間ならば SG2 における波形) を示している。NS 成分については出力モデル波形のみを赤実線で示している。これら図から、3 つの区間でともに明瞭な伝播時間 (図中黒点) が捉えられていることがわかる。

3 地震の NIOM 解析の結果から読みとった伝播時間に基づいて推定した S 波速度を図 2 (d) に示す。そして、本震以前の各層の S 波速度をこれらの平均値とした。この値は図中に破線で示している。その結果、基盤層の S 波速度 β_3 が 480~490 m/s 前後を示し、PS 検層の結果 500 m/s に近い値が得られたのに対し、それより上の層では β_2 が 300~310 m/s 前後、 β_1 は 250~260 m/s 前後となり、PS 検層の結果 (350 m/s、310 m/s) よりも 1~2 割小さい伝播速度が得られた。

なお、図 2 (d) 右の縦軸は、式 (11) の関係から算定した、左縦軸の伝播速度に相当する伝播時間 t_{2-1} 、 t_{3-2} 、 t_{4-3} を示している。この軸の目盛間隔が 0.01 s であるため、伝播時間の読みとり誤差 ($\Delta t = 0.01$ s) による伝播速度の推定誤差の範囲はこの軸の一目盛りの間隔程度と考えてよい。

3.2 本震時の S 波速度の経時変化

本震の記録では、時間ウィンドウの長さを 4 s とし、記録の 26~150 s まで 2 s ずつウィンドウを移動しながら NIOM 解析を行った。この EW 成分の結果を図 3 に示す。この図は NIOM 解析で得られた出力モデル波形を等高線表示したもので、横軸がそれぞれの NIOM 解析に用いた時間ウィンドウの中心時刻、左縦軸がモデル波形の時間軸 (例えば図 2 (a)~(c) の横軸に相当)、右縦軸は上下の地震計の距離を左縦軸の伝播時間で除した平均的な伝播速度である。図中の黒丸は負の時間の範囲のピークを示す。上から SG1~SG2 間、SG2~SG3 間、SG3~SG4 間の解析結果であり、各図の上下に NIOM 解析を行った上下の観測波形を示している。

表 1 NIOM 解析を行った新潟県中越沖地震以前の地震

年	発生日時		地域	震源		M	震源深さ (km)	震央距離 (km)
	月日	時分		経度	緯度			
2005	11 / 4	3 :05	新潟県沖	138° 28.03'	37° 25.93'	2.7	26.9	12
2005	11 / 13	16:51	新潟県沖	138° 28.63'	37° 26.42'	3.2	28.0	11
2006	3 / 12	23:12	新潟県沖	138° 28.60'	37° 26.62'	2.4	27.5	11

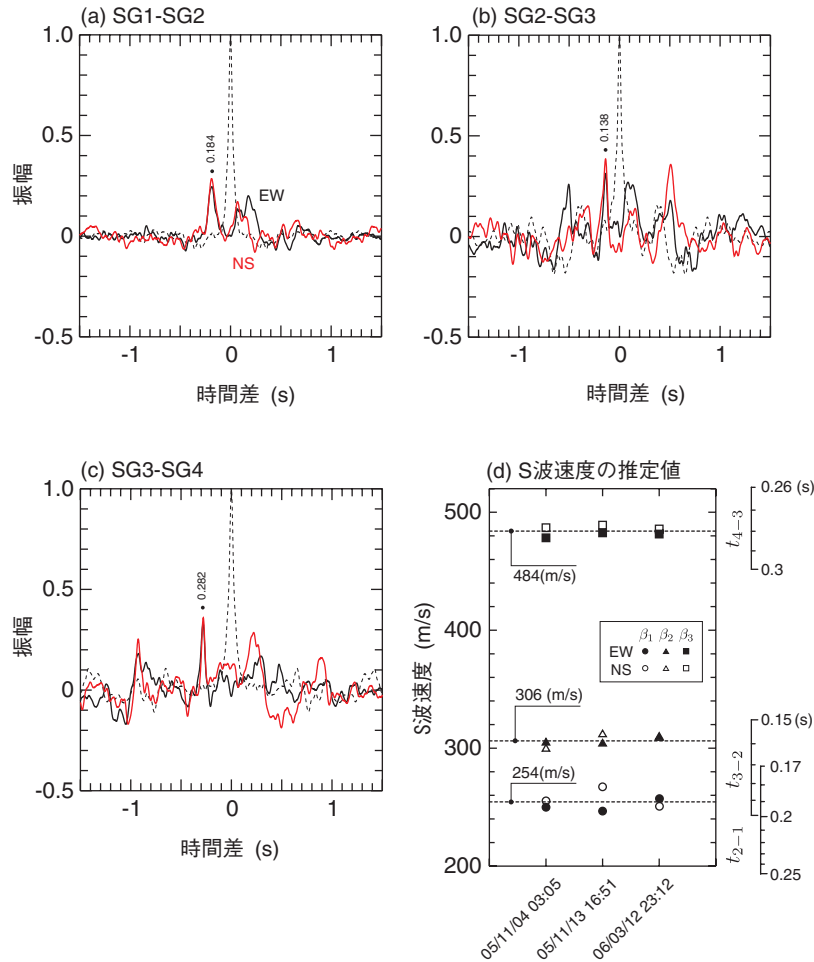


図2 (a)~(c) 2006年3月12日23:12, M2.4のNIOM解析結果. 黒実線と赤実線はそれぞれEW成分, NS成分の出力モデル波形, 黒破線はEW成分の結果の入力モデル波形を示す. (d) 本震以前の3地震のNIOM解析によって推定したS波速度. 図中, 破線はこれら3地震の平均値, 図の右の縦軸は伝播速度(左縦軸)に相当する伝播時間 t_{2-1} , t_{3-2} , t_{4-3} を示す.

図3の観測波形を見ると, 主要動部分 (~40s) ではSG1~SG2間を伝播する間に高振動数成分が落ちて単純な波形に変化していることがわかる. そして, これに対応するSG1~SG2間のNIOMの結果では伝播時間が0.36s程度まで長くなっている. その後, 時刻42sに伝播時間が急速に減少した(0.24s程度)後に, 緩やかに伝播時間が減少していく様子が見られる.

なお, コーダ部では主要動部分と比べて出力モデルの振幅が小さくなっている. これは, コーダ部においては鉛直下方から入射する波動が少なく, コーダ部が主に表面波や地表付近において散乱された二次的な波動によって構成されているためと考えられる. しかし, 表面波が主要な成分であれば出力モデルに伝播時間0でピークが生じるものとも考えられるが, このようなピークは出力モデルにあまり見られず, 図3の結果からはコーダ部を構成する波動が表面波であるとも言いきれない. 今後, コーダ部における更に詳細な検討を行いたい.

これに対して, コーダ部に見られる小余震の現れる時には出力モデル波形の振幅が一時的に大きくなっている(例えば98s, 122s付近で0.25~0.3). これは, 前述のように, コーダ部では鉛直に伝播する波動成分の割合が相対的に小さくなるのに対し, 余震の時には鉛直下方からの波動が卓越するためと考えられる.

SG2~SG3間の結果を見ると, 主要動部分で0.18s程度まで伝播時間が長くなった後に0.14~0.15s程度まで回復している. しかし, 本震以前の伝播時間(0.139s)よりは若干長い伝播時間を示しており, この層

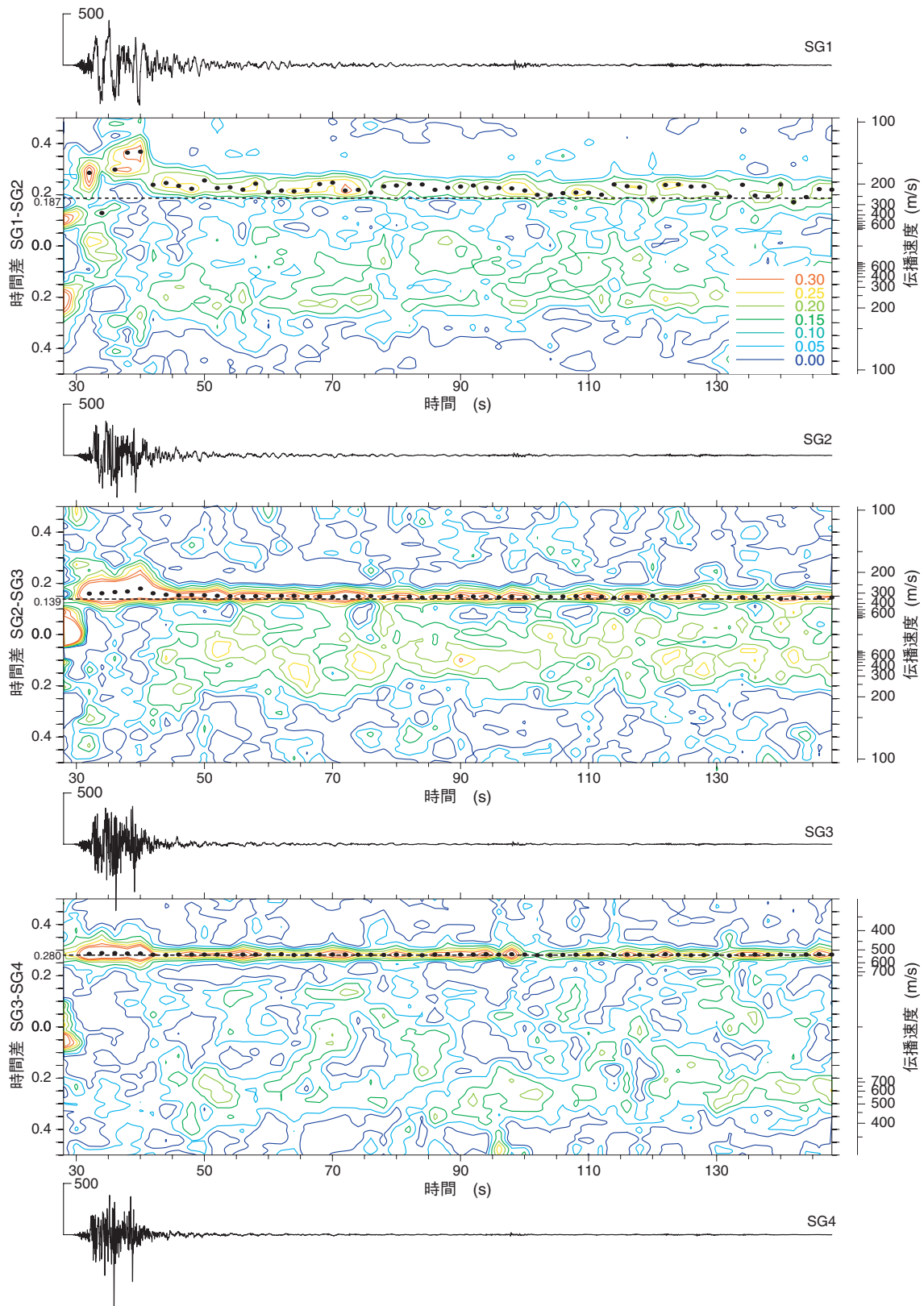


図3 本震のNIOM解析結果 (EW成分) の等高線表示 (上からSG1~SG2, SG2~SG3, SG3~SG4の順に示す). 各図の破線は本震以前のS波速度 (図2(d)参照) から求めたSG1~SG2間, SG2~SG3間, SG3~SG4間の伝播時間 (順に0.187 s, 0.139 s, 0.280 s) を示す. 右縦軸は左縦軸の時間差に相当する伝播速度.

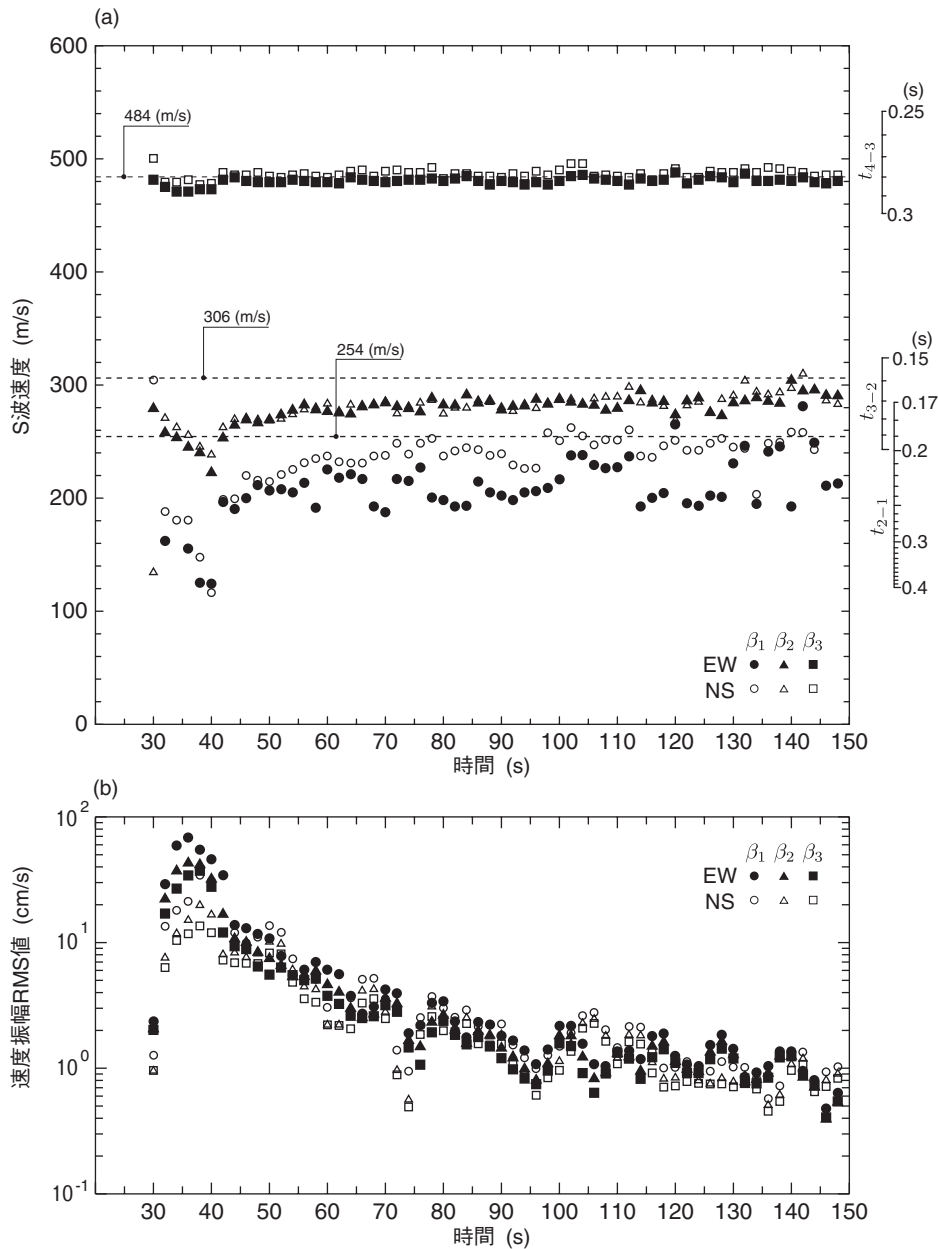


図4 (a) 新潟県中越沖地震の本震における S 波速度の経時変化。破線は中越沖地震以前の観測記録から得られた S 波速度の平均値 (図2 参照) を示す。(b) 速度振幅 RMS 値の経時変化。

においても極めて強い本震主要動の影響が残っていることが考えられる。これに対して、SG3～SG4間では主要動部分でも伝播時間の変化はきわめて小さく、この層では本震の主要動による影響は殆どないことがわかる。

得られた伝播時間から求めた S 波速度の経時変化を図4(a)に示す。この図にはEW成分の結果とともにNS成分の結果も示している。図中の破線は図2(d)に示した本震以前の S 波速度の平均値、また、右の縦軸は、図2(d)と同様に左縦軸の伝播速度に相当する伝播時間 t_{2-1} 、 t_{3-2} 、 t_{4-3} を示している。また、図4(b)には、(a)の伝播速度を算定した時間ウィンドウ内の速度振幅 (RMS 値) を示している。

基盤層の S 波速度 β_3 は、前述のように主要動においてごくわずかに速度低下が生じただけで、すぐに以前の S 波速度 490 m/s に戻っている (この変化については、S 波速度の推定誤差の分布範囲内にあることに留意しなければならない)。これに対して中間層の S 波速度は、主要動において明らかな速度低下 (EW 成

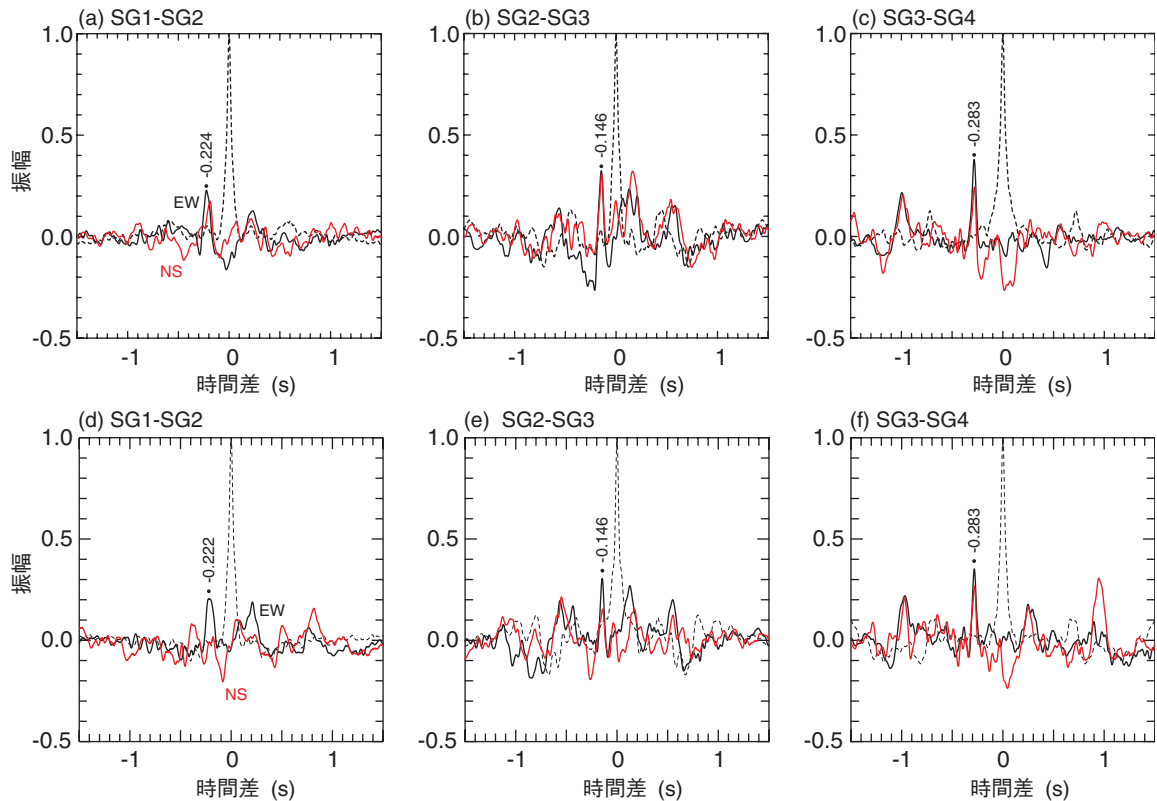


図5 (a)~(c)2007年7月16日10:53, M3.1のNIOM解析結果と, (d)~(f)2008年3月25日10:54, M2.6のNIOM解析結果. 黒実線と赤実線でそれぞれEW成分, NS成分の出力モデル波形を示す. 黒破線はEW成分の結果の入力モデル波形.

分 223 m/s, NS 成分 245 m/s) を示し, 主要動の直後から S 波速度は上昇し始めるものの 290 m/s 程度までであり, 本震以前の S 波速度までには戻っていない. さらに表層では, 本震以前の 250~260 m/s から 120 m/s 程度 (EW 成分 125 m/s, NS 成分 116 m/s) まで S 波速度が大きく低下しており, 主要動における地動速度振幅 60 cm/s (RMS 値) 以上の強震動によって強い非線形化が生じたことがわかる. また, 表層においても中間層と同様に, 主要動の直後から S 波速度が急速に上昇する様子が見られ, 平均すると 230 m/s 程度まで上昇しているが, 本震以前の値までには至っていない. 1995 年兵庫県南部地震において顕著な液状化が発生したポートアイランドの鉛直アレー観測記録の NIOM 解析では, 本震時の表層の上下の観測記録に対する結果において出力モデルに明瞭なピークが現れなかったこと, また, 本震直後の微小余震の解析でも S 波速度が著しく低下したままで, 回復が非常に遅かったことが指摘されている⁵⁾. これに対して本解析結果では, 主要動部分でも出力モデル波形には明瞭なピークが現れていること, 主要動直後の S 波速度の上昇が始まるのが早いことから, 大規模な液状化は生じなかったものと考えられる.

なお, 表層の S 波速度 β_1 は 2 成分の間で違いがみられ, NS 成分の伝播速度の方が EW 成分の伝播速度よりも大きいという結果が得られた. このような異方性がどのような理由で生じるのか著者等には不明であるが, 観測記録では 2 成分の地震動の最大振幅が異っており (図 4 (b) に示すように SG1 における速度振幅 RMS 値の約 40 s における最大値は EW 成分が 60 cm/s 程度であるのに対し, NS 成分では 30 cm/s 程度), このことも一因と考えている. 今後, 観測記録の解析や実験を行って検討を進めていきたい.

3.3 余震記録から求めた S 波速度の経時変化

図 5 (a)~(c) に 2007 年 7 月 16 日 10:53, M3.1 の地震の NIOM 解析結果, 図 5 (d)~(f) に 2008 年 3 月 25 日 10:54, M2.6 の地震の NIOM 解析結果を示す. NIOM 解析は余震の主要動部分の 2.5 s を用い, その他の

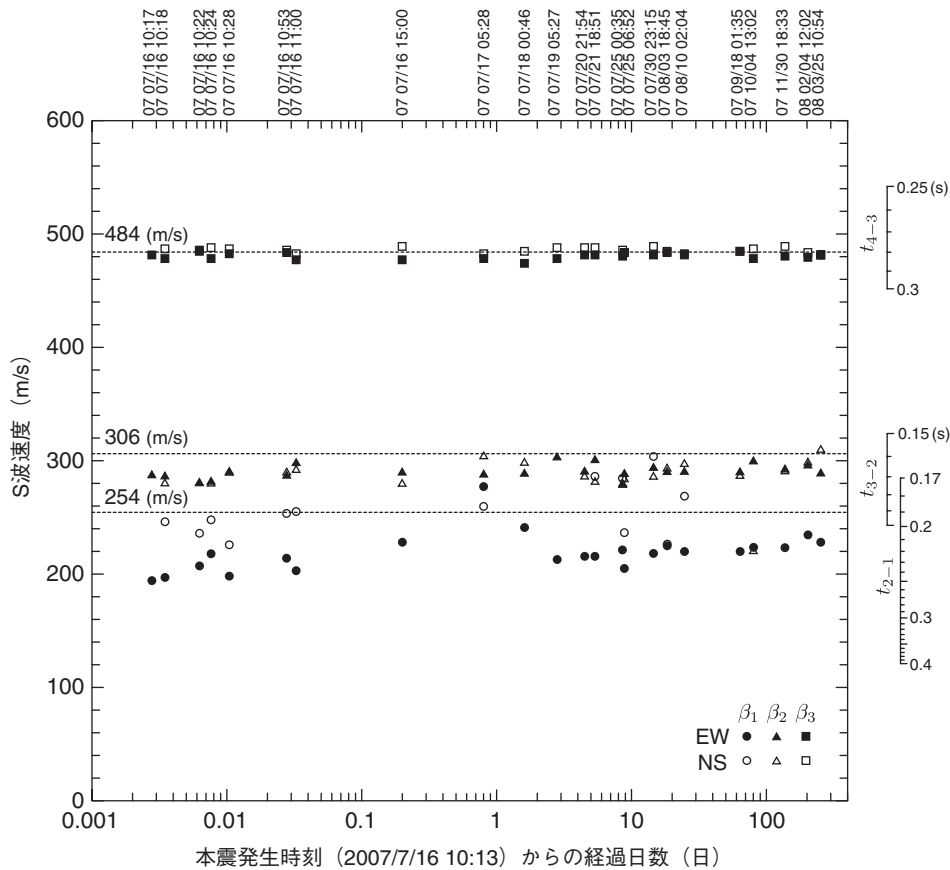


図6 余震におけるS波速度の変化. 横軸は本震からの経過日数. 破線は新潟県中越沖地震以前の観測記録から図2で得られたS波速度の平均値を示す.

NIOMのパラメータなどはすべて本震の場合と同じである. 両図を比較すると, 前者が本震からおよそ40分後, 後者が8ヶ月後の地震であるが, 両者の伝播時間にはあまり大きな違いが生じていないことがわかる. このことをより詳しく調べるために, さらにいくつかの余震を加えて検討した結果を図6に示す. 表示方法は, 図4(a)と同様であるが, 検討した期間が長いため, 横軸を本震発生時からの経過日数の対数表示とした. 図の上部には解析を行った余震の発生日時を示している. ただし, 余震記録ではデータの振幅が小さいためSG1, SG2におけるNS成分の波形間の対応が悪い記録も含まれ, 図5(d)のようにNIOM解析の結果で余り明瞭なピークが得られない場合があった. この理由は, 常時微動や表面波等の波形成分が卓越しているためであると考えられるため, 図6では, 得られた結果のうち出力モデル波形のピークが著しく小さい(0.1以下)もの以外を図示している.

この図をみると, 基盤層のS波速度 β_3 は本震と同様に極めて安定しており, 本震以前の値を示している. 一方, 中間層のS波速度 β_2 では多少ばらつきが見られるものの, 本震以前のS波速度よりも下の範囲に分布しており, 本震以降S波速度が低下したまま, 8ヶ月経た後も本震以前の速度には戻っていないことがわかる. このことは, 表層のS波速度 β_1 においても同様であり, EW成分では平均的には220~230m/s程度に低下したままという結果が得られた. 以上の結果は, 一度強い地震動によって地盤が非線形化されてS波速度が大きく低下すると, 低下量の多くの部分は主要動の直後に戻るものの, 完全に以前の状態に戻るわけではなく, その影響が少なくとも半年以上の長い期間残ると解釈することができるが, 今後の更なる検討が必要であろう.

4. 結論

本研究では、東京電力株式会社柏崎刈羽原子力発電所における加速度時刻歴波形データから、2007年新潟県中越沖地震とその余震、ならびに、本震以前の地震を選び、サービスホール（KSH）における鉛直アレー観測記録にNIOM解析を適用して、中越沖地震とその前後のS波速度の経時変化を検討した。得られた知見を以下に列記する。

1. 本震以前の3つの地震記録から各層のS波速度を求めた。その結果、最も深い西山層のS波速度 β_3 が480~490 m/s前後となり、PS検層による500 m/sに近い値が得られたのに対し、それより上の層では β_2 が300~310 m/s、 β_1 が250~260 m/sとなり、PS検層の結果よりも小さいS波速度が得られた。
2. 新潟県中越沖地震の本震記録の解析から次のことを指摘した。表層のS波速度は本震以前の250~260 m/sから主要動時に120 m/s程度（EW成分125 m/s、NS成分116 m/s）まで低下した。また、主要動の直後にS波速度は速やかに増加し始めたものの本震以前のS波速度までは戻らず、EW成分では220~230 m/s程度にとどまった。中間層においても本震以前の300~310 m/sから主要動時に220~240 m/s程度（EW成分223 m/s、NS成分245 m/s）まで低下し、その後S波速度は増加したものの、290 m/s程度にとどまった。また、余震の解析から、これらの層では本震から8ヶ月経過してもS波速度は以前の値までには回復していないという結果が得られた。
3. 本震以降の表層のS波速度 β_1 は水平2成分の間で違いがみられ、NS成分の伝播速度の方がEW成分の伝播速度よりも大きいという結果が得られた。この理由として、本震における2成分の地震動の最大振幅が異なることが考えられる。
4. S波速度の低下が検出された層においても、主要動部分でも出力モデルに明瞭なピークが得られていること、主要動直後からS波速度が増加し始めていることから、大規模な液状化は生じなかったものと考えられる。また、基盤層では主要動時においてもS波速度の低下はごくわずかであり、強震動による非線形化の影響は殆ど生じていないと考えられる。

本研究の目的は、新たな解析手法を展開することではなく、東京電力株式会社柏崎刈羽原子力発電所における観測記録から、原位置における強震動によるS波速度の減少とその後の回復過程を把握することである。このため、本論文では専らNIOM解析によって得られる伝播時間とそれから推定されるS波速度の変化について記述している。また、本研究で指摘したS波速度の異方性や回復過程などは土質動力学において十分な検討がなされている現象ではないため、物理的な考察は現状では難しい。今後、近年観測記録の蓄積の進んでいるKik-netの記録を用いた検討や、室内実験による検討を行い、現象の物理的な解釈に向けて研究を進めていきたい。

謝 辞

本研究では、東京電力株式会社柏崎刈羽原子力発電所における加速度時刻歴波形データ<改訂版>に収録された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) 東京電力株式会社原子力設備管理部新潟県中越沖地震対策センター：東京電力株式会社柏崎刈羽原子力発電所における加速度時刻歴波形データ<改訂版> DVD収録資料, 2008.
- 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

tion (NIOM), *Soil Dyn. Earthq. Engng.*, Vol.17, 1998, pp.117-126.

5) Hadaddi, 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*, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds), Balkema, Rotterdam, Vol.2, 1998, pp.1015-1022.

6) 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.

7) Langston, C. A. : Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, Vol.84, No.B9, 1979, pp.4749-4762.

(受理 : 2008 年 8 月 8 日)

(掲載決定 : 2008 年 11 月 26 日)

Temporal Change of S-wave Velocity Observed at Vertical Array in the Kashiwazaki-Kariwa Nuclear Power Plant during, before and after the 2007 Niigataken Chuetsu-oki Earthquake

MOGI Hidenori¹⁾, SHRESTHA Santa Man²⁾, KAWAKAMI Hideji³⁾ and OKAMURA Shinya⁴⁾

1) Member, Lecturer, 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 Kashiwazaki-Kariwa Nuclear Power Plant suffered extreme shaking during the 2007 Niigataken Chuetsu-oki earthquake. Accelerograms observed at the dense seismometer array in the plant are now open to the public and will provide us valuable knowledge. In this study, the temporal changes of S-wave velocity were examined based on the records of vertical array observed during the main shock and the events before and after it. It was found that the S-wave velocity in the layers (ground~50 m depth and 50 m~100 m depth) decreased significantly during the principal motion of the main shock indicating nonlinear behavior. Whereas almost linear behavior was observed in the bedrock layer (below 100 m depth). It was also found that the S-wave velocity increased in the layers above 100 m depth soon after this motion indicating no major liquefaction in these layers.

Key Words : The 2007 Niigataken Chuetsu-oki Earthquake, S-wave Velocity, Temporal Change, NIOM Analysis