

IWTH25 観測点における 2008 年岩手・宮城内陸地震とその前後の S 波の伝播時間

○茂木秀則¹⁾・川上英二²⁾

- 1) 正会員 埼玉大学工学部建設工学科, さいたま市桜区下大久保 255, hmogi-2008f@kiban.civil.saitama-u.ac.jp
 2) 正会員 埼玉大学地圏科学研究センター, さいたま市桜区下大久保 255, kaw@kiban.civil.saitama-u.ac.jp

1. はじめに

本研究では KiK-net 一関西 (IWTH25) における観測記録¹⁾に NIOM 法を適用して, 岩手・宮城内陸地震 (2008 年 6 月 14 日 8:43, $M7.2$) とその前後の S 波の伝播時間を算定し, 地震動レベルと基盤層での入射角が S 波の伝播時間に与える影響を検討した.

2. NIOM 解析の概要^{2),3)}

鉛直アレーの 2 点の観測記録を $f(t)$, $g(t)$ とするとき, 両者は伝達関数 $H(\omega)$ (ω は角振動数) 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. NIOM 法は 2 点の観測結果から求めた $H(\omega)$ に対して, 入力 $x(t)$ を $x(0) = 1$ を満たす単純なパルス波形としたときの入力 $x(t)$ と出力 $y(t)$ を求める手法であり, 具体的には, 次式で与えられる.

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

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

ここで, Δt , N はそれぞれ, 観測記録の時間ステップとデータ数, c_X , c_Y , k_X , k_Y は NIOM 解析のパラメータで, 本研究では $c_X = c_Y = 1$, $k_X = k_Y = 0.00001 \text{ s}^2$ とした. 最後に, 得られた $X(\omega)$, $Y(\omega)$ をフーリエ逆変換すると, 単純化された時間領域の入力および出力モデルが得られる. 本研究では, 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, 観測記録の時間ステップを 1/16 に補間している.

3. 地盤構造と鉛直アレー¹⁾

図-1a に IWTH25 観測点における地盤構造を示す. 図に見るように, 地表から 64 m までとそれ以深の層で比較的強いコントラストを示す. 地震計は地表と孔底 (GL-260 m) に設置されている. 図-1b に Hasegawa らによる東北地方の地盤モデル⁴⁾に基づく平行層モデルを示す. 本研究では, この地盤モデルを用いて S 波の主要動を与える地震波の入射角を算定した.

4. 伝播時間の検討

図-2 に 2000/7/21 3:39 ($M6.0$) の地震と岩手・宮城内陸地震主要動部 (20~24 s) の NIOM 解析結果を示す. 図中, 点線が地表の観測記録を単純化したパルス波形 $x(t)$, 実線が地中の観測記録を単純化した波形 $y(t)$ を示す. 両者のピーク時間から, 図-2a では時刻 0 s に地表に到着した波動は時刻 -0.253 s に地中の観測点を通り過ぎたことがわかる. 一方, 岩手・宮城内陸地震主要

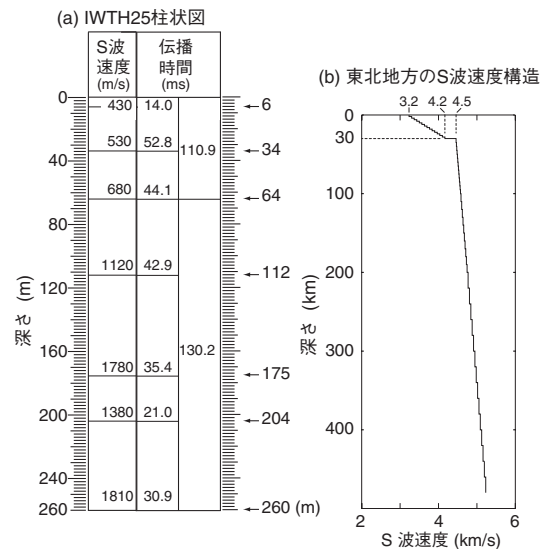


図-1 KiK-net 一関西 (IWTH25) 観測点における地盤構造. (a) アレー柱状図¹⁾, (b) 東北地方の S 波速度構造⁴⁾.

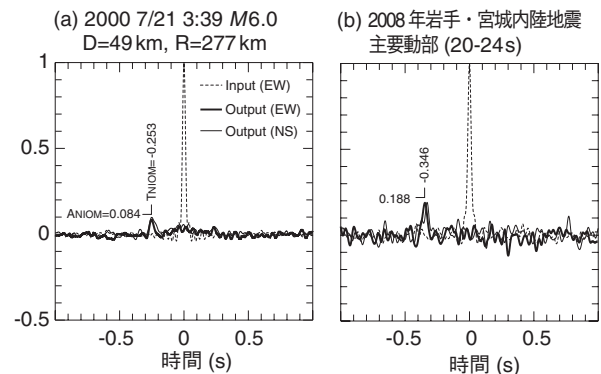


図-2 NIOM 解析の例. (a) 2000 7/21 3:39 $M6.0$, (b) 2008 年岩手・宮城内陸地震主要動部 (20-24 s). 太実線, 細実線がそれぞれ, EW 成分, NS 成分の出力モデルの波形, 細破線が EW 成分の入力モデルの波形を示す.

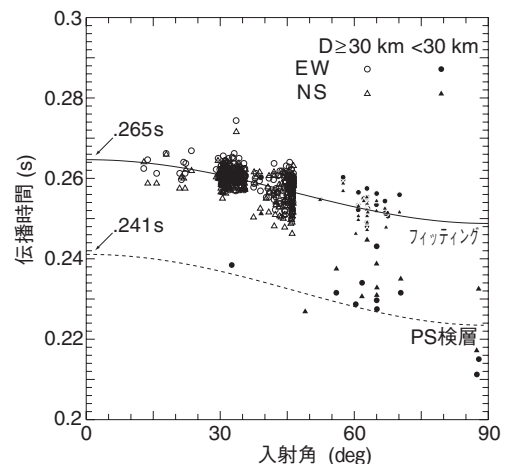


図-3 NIOM 解析によって得られた地震計間の伝播時間と基盤層 ($V_s 3,200 \text{ m/s}$) での入射角との関係.

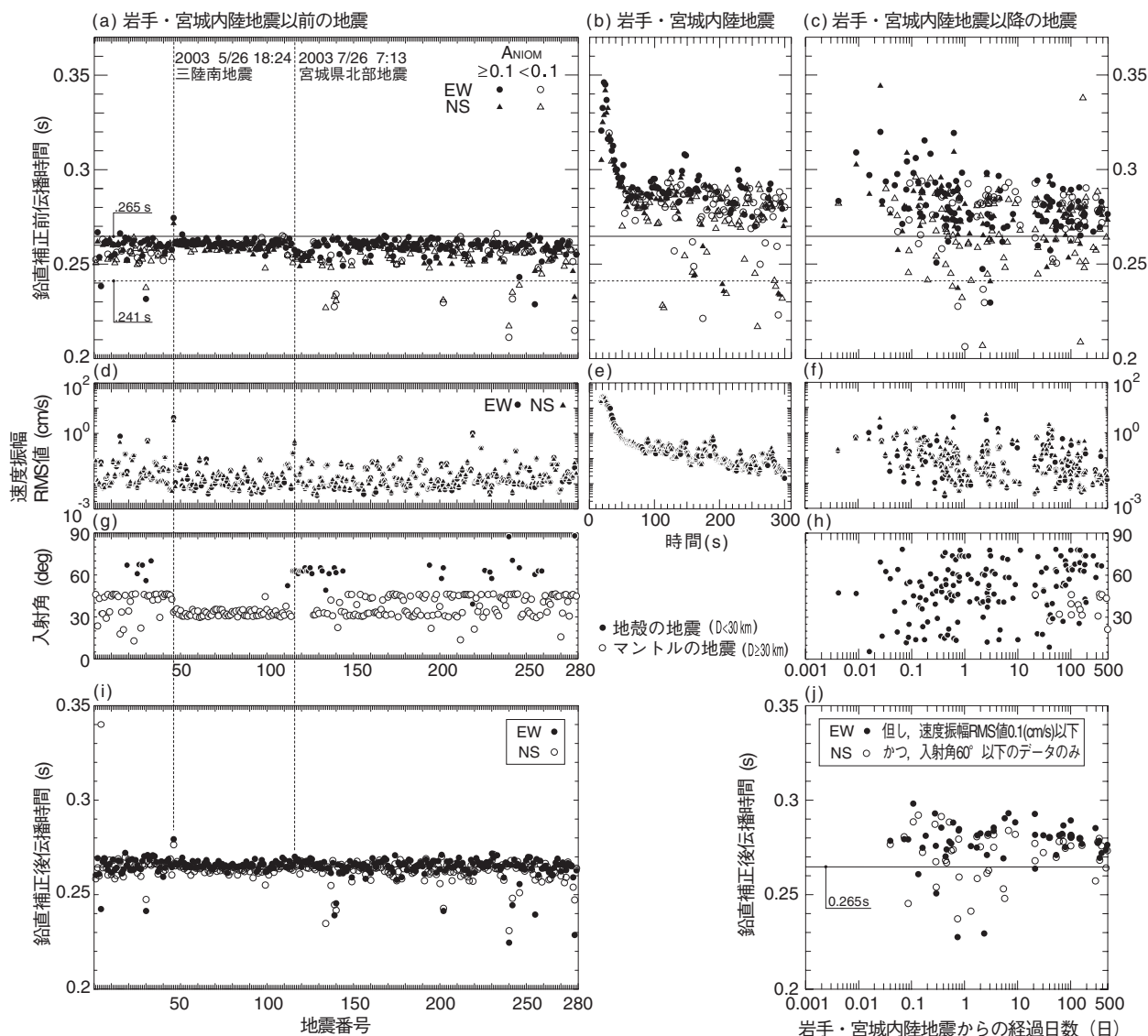


図-4 (a)~(c) 岩手・宮城内陸地震とその前後のS波の伝播時間(鉛直補正前)と(d)~(f)速度振幅RMS値、(g)(h)Vs3,200m/s層における入射角、(i)(j)鉛直補正後の岩手・宮城内陸地震の前後のS波の伝播時間。

動部の結果(図-2b)では -0.346 s に地中の観測点を通過しており、強震動による非線形化の影響によって著しく伝播時間が増加していることがわかる。

図-3は上記の方法で求めた伝播時間と図-1bの地盤モデルの表層(Vs3,200m/s)におけるS波の入射角の関係をまとめたものである。図中、点線がPS検層結果に基づく理論値であるが、観測結果よりも小さい値を示すことがわかる。このため、実際のS波速度が一律にPS検層による値の α 倍で表されるものと仮定してフィッティングした結果($\alpha=0.91$)を実線で示している。実線の関係を用いると任意の入射角に対する伝播時間を鉛直入射の場合の伝播時間に換算することができる。本研究ではこの換算を「鉛直補正」と称する。

求めたすべての伝播時間と速度振幅RMS値、入射角を図-4に示す。この結果から、例えば図-4a,d,gでは2003年三陸南地震では強震動によって伝播時間が増加し、2003年宮城県北部地震では斜め入射によって伝播時間が減少したことが読み取れる。さらに、図-4b,c,e,f,hでは岩手・宮城内陸地震の著しい強震動によって伝播時間が 0.35 s 程度まで増大したことが、本震のコーダ部や余震における伝播時間には大きなばらつ

きが見られるが、これは地震動レベルと入射角の双方のばらつきが大きいためであることがわかる。

図-4i,jは入射角の影響を取り除くために鉛直補正を行った伝播時間を示したものである。さらに、図-4jでは強い余震による非線形化の影響を取り除くために、速度振幅RMS値が 0.1 cm/s 以上の地震は取り除いている。これらの結果から、岩手・宮城内陸地震の強震動によって低下した微小振幅時の地盤剛性は1年以上経た後も本震以前の地盤剛性まで回復していないことがわかる。

謝辞(独)防災科学技術研究所によるKiK-net基盤強震観測網の記録を使わせて頂いた。関係各位に深謝の意を表す。

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 Haddadi, H. R., Modeling wave propagation by using Normalized Input-Output Minimization (NIOM), *Soil Dyn. Earthq. Engng.* **17**, 117-126, 1998. 3) 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*, Balkema, 2, 1015-1022, 1998. 4) Hasegawa, A. et al., Double-planned structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan Arc, *Tectonophysics* **47**, 43-58, 1978. 5) Mogi, H. et al., Nonlinear soil behavior examined on the basis of propagation time observed at the KiK-net Ichinoseki-Nishi vertical array, *Bull. Seism. Soc. Am.* **103**, 1, 180-195, 2013.