中京地域堆積盆地における表面波群速度の推定 —— Hi-net 連続地震観測記録を用いた地震波干渉法に基づく検証 ——

(独)建築研究所 国際地震工学センター* 林田 拓己

(独)産業技術総合研究所 活断層・地震研究センター** 吉見 雅行[†]・堀川 晴央

Estimation of Surface Wave Group Velocity beneath the Chukyo Area, Japan

— Application of Seismic Interferometry to Hi-net Continuous Waveform Data —

Takumi HAYASHIDA

International Institute of Seismology and Earthquake Engineering,
Building Research Institute, 1 Tachihara, Tsukuba, Ibaraki 305-0802, Japan
E-mail: takumi-h@kenken.go.jp

Masayuki YOSHIMI[†] and Haruo HORIKAWA

Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and
Technology, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan

(Received September 27, 2013; Accepted January 28, 2014)

We applied seismic interferometry to microtremor data recorded in the Chukyo area, for the evaluation of spatial accuracy of existing three-dimensional S-wave velocity models. We used continuous data from the High-sensitivity seismograph network (Hi-net) to obtain cross-correlation functions (CCFs) between the selected station pairs in and around the sedimentary basin. We found that the derived CCFs for selected Hi-net station pairs are comparable with those derived from neighboring broadband seismic stations, by deconvolving the instrument response from the short period data in the frequency range between 0.05 and 0.5 Hz. The derived CCFs for 101 station-pairs showed clear and coherent wavetrains that correspond to surface wave propagation. The derived group velocities of the wavetrains are variable in the higher frequency range (>0.2 Hz), reflecting complicated velocity structure beneath the area. The comparisons between derived group velocities and theoretical group-velocity dispersion curves clarify that systematic differences between the expected structure model from the CCFs and existing models are detected in the west side of the Ise Bay region, while the agreements are generally good for many station pairs. This indicates that the CCFs from the Hi-net data provide valuable information for validation and improvement of a velocity structure model in this region.

Key words: Seismic interferometry, Microtremor, Hi-net, Group velocity, Velocity structure

§1. はじめに

地震波干渉法とは、2地点で取得した同時刻歴の地震波形データの相互相関処理により観測点間のインパルス

応答関数を推定するデータ処理方法であり、現在、物理探査や地震学分野を中心に幅広い用途で応用されている。手法としては、自然地震波形(鉛直アレイ記録)を用いるもの、常時微動(水平アレイ記録)を用いるものに大別され、前者では主に表層地盤における地震波速度変化の抽出[例えば Yamada *et al.* (2010), Nakata and Snieder (2012)]や建造物の応答評価[Snieder and Safak

* 〒305-0802 茨城県つくば市立原1

** 〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1

[†] 現所属: 東京都千代田区霞が関3-2-2
文部科学省研究開発局

(2006)] などへの適用, 後者は地殻構造の経時変化のモニタリング [例えば Brenguier *et al.* (2008), Takagi *et al.* (2012)], 表面波トモグラフィ [例えば Sharpiro *et al.* (2005), Nishida *et al.* (2008)] などに応用されている。また, 一定の条件下において相互相関関数は観測点間のグリーン関数に相当することが実証されていることから [例えば Sanchez-Sesma and Campillo (2006), Snieder (2006), Wapenaar and Fokkema (2006)], 近年では地震波速度構造モデルの検討 [Ma *et al.* (2008), Asano *et al.* (2012)] や地震動予測 [Denolle *et al.* (2013)] などへ応用されるなど, 強震動研究分野での普及が進んでいる。

微動記録に基づく地震波干渉法処理を行う際には, 長期間にわたって観測された連続波形データの取得が必要となる。日本国内において連続地震観測が行われている既往の観測網としては, (独)防災科学技術研究所 (以下, 防災科研) が運用する F-net (広帯域地震観測網), Hi-net (高感度地震観測網) などが挙げられる。中でも Hi-net 観測点は約 20km の間隔で設置されているため, Hi-net 連続観測データを用いることで, 詳細な地下構造情報の抽出および地盤構造モデルの検証が可能になると考えられる。しかしながら, Hi-net 観測データを用いる際の適用条件 (適用周波数帯域, シグナルレベル) には不確定な部分も多いため, 解析から得られる相互相関関数の有用性について十分な検討を重ねることが必要である。本研究では, 既に詳細な三次元地盤構造モデルが構築されている中京地域を対象として Hi-net 連続観測記録に基づく地震波干渉法を適用し, 既往モデルの空間精度に関する検証を行うとともに, 観測波形データの適用条件を確認する。

§2. 中京地域の三次元地震波速度構造モデル

中京地域では各自治体が主体となり, 伊勢湾を囲む平野部 (濃尾平野, 三河地域堆積平野, 伊勢平野) を対象とした地下構造モデルが構築されている [愛知県 (2003, 2005), 三重県 (2005)]。これらの平野部は伊勢湾と連続した 1 つの堆積盆地と見なせることから, 堀川・他 (2008) は既往のボーリングデータ, 各種物理探査結果 (地震波探査, 重力探査, 微動アレイ探査) を統合し, 中京地域全体を対象とした地下構造モデル (以下, AIST モデル) を作成した。AIST モデルの特長としては, (1) 地下構造の物性値の地域性を考慮し, 同じ地質構造であっても地域毎に異なる地震波速度が付与された点, (2) 自治体や企業が所有する震度計および地震計のデータを基にきめ細かな地盤構造モデルの調整が行われた点が挙げられる。また, 同モデルを用いた地震波形計算では, 中規模地震の観測データを 0.5 Hz (周期 2 秒) 程度まで

良好に説明できることが確認されている。

このように, 中京地域の長周期地震動予測のための詳細な地下構造モデルが提唱されている一方, モデルの空間精度に関して検証すべき課題も残されている。堀川・他 (2008) は, モデルの根拠となる物理探査実施域に空白域が存在している点を問題視しており, 特に伊勢湾地域の S 波速度構造の検討は今後の重要な事案であると指摘している。伊勢湾では直下の S 波構造に関する情報を直接抽出することが困難であることから, 既存の P 波反射法地震探査 [例えば, 岩淵・他 (2000)] の結果に対して, 陸域で得られた経験式を当てはめることで各層の S 波速度値が推定されている。このため, S 波速度に関する十分な検証が行われているとは言い難い。南海トラフ沿いで海溝型地震が発生した際, 伊勢湾地域は平野部へ伝播する長周期地震動が増幅される領域であると考えられており, 地震動の適切な予測のためには湾域における S 波速度構造モデルの検証を行うことが重要となる。本研究で着目する Hi-net 観測点は堆積盆地を取り囲むように配置されていることから, 多数の観測点の組み合わせに対して地震波干渉法処理を行うことで, 広範囲にわたる地下構造モデルの検証が可能になると期待される。

§3. Hi-net 連続地震波形記録の適用

Hi-net 観測波形データのうち, オンラインで公開されて一般ユーザー向けに広く用いられているデータは, 固有周波数 1 Hz の短周期速度型地震計によって観測されたものである。センサー応答は 1 Hz 以下の低周波数帯域において周波数の 2 乗に比例して低下するため [Okada *et al.* (2004), Obara *et al.* (2005)], 生波形データを直接解析に使用すると短周期成分が相対的に卓越し, 1 Hz 以下の振幅情報の抽出が困難になる可能性がある。低周波数帯域に含まれるシグナルを適切に抽出し, より広い周波数帯を包含した波形データとして扱うためには, 得られた波形データに対して個々の観測機器に応じた機器応答特性の補正を行うことが望ましい。当解析では, 公表されている機器応答特性情報を基に周波数特性を補正することで, Hi-net 観測波形データの低周波数帯域への拡張を試みた。

Hi-net 観測データの広帯域化を行った先例として, 例えば Maeda *et al.* (2011) は, 遠地地震の波形データに対して時間領域でのフィルタリング処理を施すことにより, 広帯域地震計による波形データとコヒーレントな長周期波の抽出が可能となることを示している。相関値の高い周波数帯域の下限値は対象とする地震の震源位置や規模に依存するものの, 概ね 0.1 Hz 以上の周波数帯域において広帯域地震データと調和的な時刻歴波形が得られ

Fig. 1. Index map showing the Chukyo area. Locations of Hi-net and F-net stations used in this study are plotted with triangles and squares, respectively. Lines L1-L6 indicate station pairs at which Rayleigh-wave group velocities are derived in Figure 6. Locations of ocean wave meters are also shown in the inset map at the lower-right corner.

ることが確認されている。また、微動記録を用いた事例としては、Takagi *et al.* (2012) が挙げられる。彼らは東北日本の Hi-net 観測点で記録された半年間の連続波形データに対して地震波干渉法を適用し、0.1 Hz 程度の周波数帯までは広帯域地震計と同等の波群が抽出できることを示している。これらの事例に鑑みると、概ね周期 10 秒程度までを対象とした地下構造モデルの検討において、Hi-net 観測データは有用な情報をもたらしうることが期待される。但し、広帯域地震形記録と高い相関を持つ周波数の下限値は機器の設置環境や地盤条件によっても異なるため、Hi-net 記録を用いた地震波干渉法解析を実施するに際しては、対象地域で観測される微動記録の特性を検討し、解析可能な周波数帯域を予め把握しておく必要がある。

まず、中京地域全体において解析可能な周波数帯域の把握を行うため、F-net 観測点 (NAA, TGA, WTR) および F-net 観測点の近傍に位置する Hi-net 観測点 (N.ASHH, N.TAGH, N.WATH) 双方の観測網記録 (観測点位置は Fig. 1 を参照) に対して地震波干渉法を適用し、導出した相互相関関数同士を比較した。本研究では、各地点で観測された 2010 年 1 月～12 月の 1 年間の観測波形データを取得し、毎正時から 1 時間毎の波形データを

Table 1. Data-missing periods.

Station	Period
All	2010/12/24 17:00 – 2010/12/24 18:00
N.ABNH	2010/02/16 20:00 – 2010/02/17 00:00 2010/03/12 10:00 – 2010/03/12 14:00 2010/07/11 07:00 – 2010/07/11 08:00
N.GNOH	2010/10/28 10:00 – 2010/10/28 12:00 2010/12/10 10:00 – 2010/12/10 13:00
N.HMAH	2010/06/07 04:00 – 2010/06/07 05:00
N.KSGH	2010/01/02 02:00 – 2010/01/11 15:00
N.MKMH	2010/07/15 19:00 – 2010/07/15 21:00
N.SMAH	2010/12/17 14:00 – 2010/12/17 17:00
N.TAGH	2010/01/07 12:00 – 2010/03/18 10:00 2010/04/28 10:00 – 2010/04/28 12:00
N.TKTH	2010/07/02 01:00 – 2010/07/02 02:00

用いることにした。次に、F-net および Hi-net 双方の 1 時間データに対して 0.05～2.0 Hz の周波数帯域における相互相関関数を計算し、年間を通して得られた相互相関関数のスタッキング処理を行った (以後、特に断りの無い限り、相互相関関数は年間のデータを用いてスタッキング処理を施したものを指す)。観測点 N.TAGH は欠測期間が 2 カ月以上に及んでいるため (Table 1)、対応する F-net 観測点 TGA の記録についても、該当期間の観測記録を除外して相互相関関数を計算した。なお、F-net 広帯域地震計のサンプリング周波数が 20 Hz であるのに対し、Hi-net の地震計はサンプリング周波数 100 Hz で地動速度を収録しているため、10 Hz のローパスフィルタによるアンチエイリアス処理後に、F-net と同等の 20 Hz にリサンプリングした。また、自然地震の混入による影響を抑えるため、相互相関関数を計算する前段階において、Running Absolute Mean Normalization 法 [Bensen *et al.* (2007)] に基づく振幅値の正規化を行った。

Fig. 2a には F-net、Hi-net 各観測点ペアにおいて導出した ±100 秒間の時刻歴 (タイムラグ) における相互相関関数を示す。F-net 観測点と Hi-net 観測点の地震計は同一地点に設置されていないため、相互相関関数の波群の出現時刻には若干の差があるが、両観測網の記録を用いて導出した相互相関関数中には振幅・位相ともに良く対応した波群が見られる。特に、機器特性補正後に導出した Hi-net 観測点間の相互相関関数には長周期成分のフェイズが卓越しており、波形・振幅ともに F-net 観測記録と調和的である。これらの相互相関関数の振幅スベ

a.

Fig. 2. (a) Comparison of yearly-stacked cross-correlation functions (CCFs) for the vertical component between F-net (top traces) and Hi-net station pairs (second and bottom traces). The F-net station pairs NAA-TGA and NAA-WTR run parallel to the Hi-net station pairs N.ASHH-N.TAGH and N.ASHH-N.WATH, respectively (see the station locations in Fig. 1). CCFs of the Hi-net station pairs were derived using seismograms from which the instrument responses had been removed (second traces) and using raw seismograms (bottom traces). The CCFs have been band-pass filtered between 0.05 and 2.0 Hz.

クトルを F-net, Hi-net 双方で比較したところ (Fig. 2b 上段), 凡そ 0.05~0.5 Hz の帯域においてスペクトル振幅レベルの対応が良好であった. 0.5 Hz 以上の周波数帯域に関してスペクトルの形状が異なるのは, 観測機器設置位置や観測点近傍の地盤構造の違い, あるいは, 高周波成分の減衰のために元来の相関値が低いことに要因があると考えられる. 更に, スタッキング回数の増加に伴う相互相関関数の S/N 比 (ここで, シグナルは波群の最大振幅値, ノイズは時刻歴 -500~+450 秒間における相互相関関数の二乗平均平方根であると定義した) の変動を双方のデータを用いて比較したところ (Fig. 2b 下段), S/N 比の増加の度合いも双方で類似した傾向を示した. したがって, Hi-net 観測記録を用いた場合であっても, 周波数特性を補正することで低周波数帯域を対象とした地盤構造モデルの検証が可能になることが十分に期待される. 本研究では, Hi-net, F-net 双方でコヒーレントな波群が確認された 0.05~0.5 Hz の周波数帯域を解析の対象とした.

§ 4. 濃尾平野, 伊勢湾地域における表面波群速度の推定

4.1 観測点ペアの選定と相互相関関数の導出

本解析では, 堆積盆地を取り囲む観測点 20 点で収録

された 2010 年 1 月~12 月の 1 年間の観測データを用いて地震波干渉法処理を行った. ここでは (1) 堆積盆地を跨ぎ, かつ (2) 観測点間距離が 100 km 未満のペアを取り扱うこととした. 選定した 101 組の観測点ペアの空間配置を Fig. 3 に示す. 平野部はもとより, 伊勢湾を跨ぐ観測点ペアが多数存在している. 各観測点ペアにおいて, 前述の手順に従い微動記録の相互相関処理を行い観測点間の相互相関関数を導出した. なお, 欠測に伴い解析から除外した時間帯を Table 1 に示す. また, 東アジア, 東南アジア, 南太平洋周辺などで $M7$ クラスの地震が発生した後の時刻歴データ, あるいは 2010 年 Chile-Maule 地震 ($M_w 8.8$) の発生後の時刻歴データに対して相互相関処理を施した際, Running Absolute Mean Normalization 法に基づく処理にも関わらず 10 秒前後の周期を持つ特異なフェイズが確認されたことから, これらも解析から除外した (Table 2).

Fig. 4 には, 全観測点ペアに対して導出した 3 成分 (水平動 2 成分, 上下動 1 成分) の相互相関関数を示す. 水平動成分を用いた処理の際には, 汐見 (2012) による観測点設置方位の推定値を基に方位角を修正し, 座標系を回転させた. 全成分において一定の速度で伝播する明瞭な信号波群が見られており, 動径 (R) 成分, 上下動 (Z) 成分に見られる波群は Rayleigh 波, 動径成分に直交す

b.

Fig. 2. (b) Comparison of Fourier spectra (upper) and signal-to-noise ratios (SNRs) from the yearly-stacked CCFs for the F-net (black traces) and Hi-net station pairs (gray traces). Here the CCFs of Hi-net station pairs were derived using seismograms from which the instrument responses had been removed.

る成分 (T) の波群は Love 波に対応すると考えられる。波群の群速度は約 2.5 km/s (R, Z) および約 2.8 km/s (T) である。水平動成分では伊勢湾を跨ぐ多くの観測点ペアにおいて波群の識別が不明瞭になる事例が多く見られるため、本研究では上下動成分のみを扱う。

4.2 相互相関関数に基づく表面波群速度の推定

上下動成分において、導出した相互相関関数に見られる波群が Rayleigh 波に相当するならば、波群の群速度は分散性を有すると考えられる。また、観測点間の距離

は 20 km 以上であることから、堆積盆地内を伝播する表面波の波長は十分に含まれているものと推察される。そこで、各相互相関関数に対してマルチプルフィルタリング処理 [MFT; Dziewonski *et al.* (1969)] を施し、各周波数帯域における波群の群速度を推定した。ここでは周波数の刻み幅を 0.005 Hz とし、フィルタリングの帯域幅は対象とする周波数の 0.8~1.2 倍までの範囲とした。本解析では、相互相関関数の時刻零を起点として時刻歴正方向 (0 秒から 100 秒)・負方向 (0 秒から -100 秒) に分離し、

Fig. 3. The depth distribution of basin floor in the Chukyo area [from Horikawa *et al.* (2008)]. Lines indicate the selected 101 station pairs used for Rayleigh-wave group velocity estimations in this study.

各波形の両端に5%のコサインテーパーをかけた後に相加平均をとることで得られる時刻歴波形を用いた。これらの波形に対してMFTを適用し、各周波数帯域における包絡波形が極大値をとる時刻を観測点間距離に対して除することで波群の群速度を推定した。Fig. 5には観測点ペア N.MCTH-N.SMAH における解析事例を示す(簡略化のため、0.025 Hz 刻みで処理結果を示している)。なお、群速度推定の際に用いる帯域フィルタに関しては、フィルタ(窓関数)の形状を定義するパラメータの任意性が推定精度に影響を及ぼすことが考えられるため、単純な層構造モデルから求められる表面波の理論波形に対して同手法を適用し、理論群速度値と比較検討することでパラメータの調整を行った。

Fig. 6には、堆積盆地を跨ぐ6つの観測点ペア(Fig. 1の測線 L1~L6)の相互相関関数から導出した Rayleigh 波の群速度を示す。測線 L1~L3 の大部分は平野内(濃尾平野、伊勢平野)を、測線 L4~L6 は伊勢湾を跨いでいる。0.1 Hz 前後の低周波数帯域では、いずれの観測点ペアにおいても群速度値が3 km/s 前後の値となる一方で、高周波数帯域では群速度値が観測点ペアによって大きくばらついており(0.5~2.3 km/s)、地下構造の影響を反映した分散の傾向が見られる。特に、堆積盆地の最深部付近を跨ぐと考えられる測線(L3, L4, L5)では、群速度が明瞭な分散性を示している。また、測線 L3 において導出した群速度に着目すると、対象周波数領域の最小値である0.05 Hz まで連続性を有しているのに対し、その他の観測点ペアでは低周波数側(0.07 Hz 以下)で極端に高い(L6)、あるいは低い(L2, L5)値を取るなど連続性が認められず、適切な推定がなされていないと推察され

Fig. 4. Yearly-stacked CCFs of the selected 101 Hi-net station pairs (see Fig. 3) calculated for (a) radial, (b) transverse and (c) vertical components.

Table 2. Excluded observing periods for the processing due to contamination of surface waves from large ($M7-9$) earthquakes.

Period
2010/01/02 18:00 - 2010/01/02 19:00
2010/01/04 07:00 - 2010/01/04 10:00
2010/01/05 21:00 - 2010/01/05 23:00
2010/01/09 15:00 - 2010/01/09 16:00
2010/02/07 15:00 - 2010/02/07 16:00
2010/02/18 10:00 - 2010/02/18 12:00
2010/02/27 05:00 - 2010/02/27 22:00
2010/04/07 07:00 - 2010/04/07 12:00
2010/04/11 19:00 - 2010/04/11 21:00
2010/04/14 09:00 - 2010/04/14 11:00
2010/05/09 15:00 - 2010/05/09 18:00
2010/06/13 05:00 - 2010/06/13 08:00
2010/06/16 12:00 - 2010/06/16 16:00
2010/06/26 15:00 - 2010/06/26 16:00
2010/07/18 22:00 - 2010/07/19 00:00
2010/07/24 07:00 - 2010/07/24 10:00
2010/08/05 07:00 - 2010/08/05 10:00
2010/08/10 15:00 - 2010/08/10 18:00
2010/08/14 06:00 - 2010/08/14 09:00
2010/08/15 08:00 - 2010/08/15 10:00
2010/09/04 02:00 - 2010/09/04 05:00
2010/09/30 02:00 - 2010/09/30 04:00
2010/10/26 00:00 - 2010/10/26 03:00
2010/11/30 13:00 - 2010/11/30 14:00
2010/12/02 12:00 - 2010/12/02 14:00
2010/12/22 02:00 - 2010/12/22 06:00
2010/12/25 23:00 - 2010/12/26 01:00

る。高周波数帯域 (0.3 Hz 以上) においても同様に、不連続を伴う事例が見られる (L1, L2)。

Fig. 7a には、全観測点ペアから導出した 0.1 Hz (0.08~0.12 Hz), 0.2 Hz (0.16~0.24 Hz), 0.5 Hz (0.4~0.6 Hz) 各周波数帯域における観測点間の Rayleigh 波群速度推定値の空間分布を示す。なお、上述のように群速度の連続性が認められず、適切な群速度の読み取りが不可能であると判断した観測点ペアは対象から除外している。前述同様に、0.1 Hz 帯では全ての観測点ペアにおいて群速度値が 3 km/s 前後の値を取り、周波数帯域が上昇するにつれて群速度値の空間分布に変化が現れる傾向が見られた。0.2 Hz 帯では、基盤深度が 1 km より深いとされる領域を跨ぐ観測点ペアにおいて群速度の低下が確認され、特に基盤面の最深部近傍を跨ぐペアでの群速度は 1.2 km/s 程度にまで低下している。0.5 Hz 帯では更に広

Fig. 5. An example of an estimation procedure of Rayleigh-wave group velocities from the yearly-stacked CCFs. Firstly, narrow-band envelopes are derived from the yearly-stacked CCF with respect to each frequency. Next, the travel time that corresponds to the maximum energy at each frequency is determined (inverted triangles). Dividing the inter-station distance by the travel times, group velocities at each frequency are calculated. For frequency lower than 0.1 Hz, the estimated values of group velocity may have low reliability (gray inverted triangles and characters).

い領域において群速度が低下しており、1 km/s 以下の値を示す観測点ペアが数多く見られる。一方、堆積盆地の外側の領域を跨ぐペアの群速度はいずれの帯域においても顕著な変化が認められず、群速度には堆積盆の形状に対応した地域性が見られる。

4.3 理論群速度の算出

続いて、導出した各観測点ペアにおける群速度の推定値と、既往モデルから期待される観測点間の Rayleigh 波分散曲線 (理論値) との比較を行った。ここで、理論分散曲線は、山中・他 (2010) の評価手法を参考にして導出した。具体的には、まず、既往の地震波速度構造モデル (AIST モデル) に対し、各観測点ペアを結ぶ測線直下の 2 次元地下構造断面を抽出した (Fig. 8)。本研究で主に取り扱う AIST モデルは経度方向に 22.5 秒、緯度方向に 15 秒の区域幅をもつ 2 分の 1 地域メッシュで構成されているため、抽出される地下構造断面は水平距離 0.5

Fig. 6. Estimated Rayleigh-wave group velocities (white circles) for six station pairs (see Fig. 1 for the pair layouts) in the frequency range between 0.05 and 0.5 Hz. The normalized amplitudes of the yearly-stacked CCFs at each frequency are shown with the gray scale. Solid and dotted traces are the theoretical Rayleigh wave group velocity dispersion curves calculated with the structure models by AIST and J-SHIS, respectively.

km 前後の幅を持つ水平成層構造モデルの集合体である。次に、各水平成層モデルに対する Rayleigh 波の理論群速度分散曲線を導出した。理論群速度の算出にあたっては、プログラムパッケージ DISPER80 [Saito (1988)] を使用した。これらの群速度分散曲線に基づいて導出した成層モデル毎のスローネスを空間積分することによって、観測点間を伝播する Rayleigh 波の理論群速度とした。厳密には堆積盆地内での局地的な構造変化に因る反射波、回折波などの二次生成波や高次モードの影響を考慮すべきであるが、本研究の主目的は Hi-net 観測記録の地震波干渉法における適用範囲の検討にあるため、簡易的に取り扱うこととする。

Fig. 6 には、前述の 4 観測点ペア (L1~L4) に関して AIST モデルから導出した Rayleigh 波群速度の理論分散曲線を重ねて図示している。全ての観測点ペアにおいて、測線による群速度の分散性の違いは理論値においても明瞭に現れており、相互相関関数からの推定値と AIST モデルによる理論曲線は対応が良い。但し、測線

L4, L5 など、高周波数帯域において推定値と理論値の間に若干の差異が見られる事例も存在する。また、参考のために、防災科研によって公開されている J-SHIS 深部地盤構造モデル (J-SHIS モデル) に基づく理論分散曲線も重ねて示しているが、J-SHIS モデルによる理論値は概して高周波数帯域で上回る傾向がある。AIST モデルでは、第四系堆積層を 11 層 ($V_s=0.1\sim1.1$ km/s)、東海層群を 14 層 ($V_s=0.2\sim1.5$ km/s)、中新統堆積層を 4 層 ($V_s=1.1\sim1.8$ km/s) に分割しており、最下層の S 波速度値を 2 km/s 以下に設定している一方で、J-SHIS モデルでは堆積層内 (全 28 層) の S 波速度の範囲を 0.35~2.9 km/s としており、AIST モデルと比較して平均 S 波速度が大きめとなっている。地盤構造モデルの構築時における層構造の設定の違いが、このような差異をもたらしたと考えられる。

Fig. 7b には、全観測点ペアに対し、0.1 Hz, 0.2 Hz, 0.5 Hz の各周波数域において AIST モデルに基づいて導出した Rayleigh 波の理論値の空間分布を示す。0.1 Hz 帯

(a) Data

(b) Model

Fig. 7. (a) Rayleigh-wave group velocities estimated from the yearly-stacked CCFs at frequencies of 0.1, 0.2 and 0.5 Hz. (b) Theoretical group velocities calculated with the AIST model for every 101 station pair at frequencies of 0.1, 0.2 and 0.5 Hz.

では、全ての観測点ペアにおいて理論値が3 km/s 前後となっており、推定値との対応が良い。他方、0.2 Hz、0.5 Hz 帯では、濃尾平野南部から伊勢湾中央部の堆積盆地を跨ぐペアにおいて、群速度値が周囲の観測点ペアに比べ低下する傾向が見られる。この傾向は相互相関関数による推定値の結果 (Fig. 7a) とも概ね調和的である。但し、0.2 Hz 帯では、伊勢湾の西側を跨ぐ観測点ペアにおいて推定値が理論値を僅かながら下回る傾向が見ら

れ、実際の地下構造と既往モデルとの差異を示唆する結果が得られた。0.5 Hz 帯においても推定値と理論値の全体的な対応は良好であるが、相互相関関数からの Rayleigh 波群速度の推定が適切に行われなかった観測点ペアが多数 (32 組) 存在しており、検証作業の空白域が見られることに懸念が残る。なお、本旨とは逸れるが、伊勢湾南部の領域 (伊勢・鳥羽・志摩・渥美半島) において、0.5 Hz 帯の理論値が推定値を上回る傾向が見られ

Fig. 8. Cross sections of AIST (upper) and J-SHIS (lower) structure models for S-wave velocity along the selected six profiles (L1~L6) in Figure 1.

る。これは、AIST モデルが平野部から伊勢湾周辺にかかる領域の地盤構造のモデル化に特化しており、外洋と接続する領域での地下構造を対象外としている（基盤深度を地表面近傍に設定している）ことに起因したものである。

§5. 考 察

5.1 相互相関関数の S/N 比の変動

本研究では、常時微動の相互相関関数を用いて Hi-net 観測点 2 地点間の Rayleigh 波群速度を推定した。多くの観測点ペアにおいて、推定した群速度値は既往の速度構造モデルに基づく理論分散曲線と調和的であるが、なかには推定値と理論値が乖離する事例も見られる。このような差異が生じる要因としては、既往のモデルが実際の地下構造と異なっている可能性に加え、群速度の推定が適切に行われていない可能性も挙げられる。地下構造モデルの検証作業において、後者の事例は可能な限り排除することが必要であるため、導出された相互相関関数を評価し、利用可能なもの不可能なものを見極めることが重要となる。実際に、本研究において乖離が生じた相互相関関数の多くは波群の形状が複雑でシグナル成分の読み取りが困難であったことから、相互相関関数の波群

の明瞭さが群速度の推定精度に影響を及ぼしていると推察される。

波群の明瞭さの評価の指標としては、しばしば波形の S/N 比が用いられる [Bensen *et al.* (2008), 地元・山中 (2012)]。そこで本研究では、堆積盆地を挟む Hi-net 観測点ペア 70 組の相互相関関数を対象として、スタッキング処理回数の増加に伴うシグナル、ノイズおよび S/N 比の推移を検討した。Fig. 9a には、0.05~2.0 Hz、0.1 Hz、0.2 Hz、0.5 Hz それぞれの周波数帯域におけるシグナル成分、ノイズ成分のスタッキング回数の増加に伴う振幅値の推移を示す。全観測点ペア・全帯域において、ノイズ成分の平均振幅値はスタッキング回数の平方根に反比例して減少する傾向が見られる。

一方、シグナル成分の最大振幅値もノイズ成分と同様にスタッキング回数の増加に伴って減少するが、減少幅はノイズと比較して小さい。また、変動幅の大きさは周波数帯域によって異なる。例えば 0.5 Hz 帯ではシグナル成分の減少幅が小さく、ほぼ一定の値を取る観測点ペアが見られるのに対し、0.1 Hz、0.2 Hz 帯ではそれらの変動幅が大きく、年間を通して振幅レベルがおおよそ 10 分の 1 程度にまで減少している。際立って特徴的であるのは、0.2 Hz 帯におけるシグナル成分の振幅値が他の周波

Fig. 9. (a) Normalized signal (black traces) and noise (gray traces) amplitude of CCFs for selected station pairs with the stacking number at frequencies of 0.05-2.0 Hz, 0.1 Hz, 0.2 Hz and 0.5 Hz, respectively. (b) SNRs of the CCFs with the data length at the different frequencies (0.05-0.5 Hz, 0.1 Hz, 0.2 Hz and 0.5 Hz). (c) Spatial distribution of the SNRs for the selected station pairs at the different frequencies. Width of each line indicates the SNR levels.

数帯域と比較して高く、シグナル成分とノイズ成分が明瞭に分離している点である。これは、本研究で対象とする周波数帯域全体 (0.05~2.0 Hz) における傾向とも類似している。これらのことから、中京地域の Hi-net 観測波形データには、0.2 Hz 前後における微動の影響が顕著に現れていると考えられる。

Fig. 9b には各周波数帯域における S/N 比の推移を示す。上述の特徴から、S/N 比は概ねスタッキングを重ねるに連れて上昇する傾向にある。但し、0.1 Hz 帯では

S/N 比の上下変動が激しく、観測点ペア毎のばらつきが大きい (10~100)。また、0.05~2.0 Hz, 0.1 Hz, 0.2 Hz での S/N 比の変化に着目すると、初めの 1-2000 時間 (1~3 月) では S/N 比はデータ長の増大に伴い増加するが、2000 時間 (4 月~) を超えたあたりから一様、あるいは緩やかな減少傾向を示す。7000 時間 (10 月~) を超えると再び上昇を始めており、冬場で急激に上昇し、夏場はほぼ一様な値を取る傾向が全体的に確認できる。このように、周波数帯域や観測点ペアにより S/N 比の特徴に

差異が見られるものの、0.2 Hz, 0.5 Hz 帯では最終的な全ペアの S/N 比は 2 桁以上の値となっている。Fig. 9c には、Fig. 9b で導出した各観測点ペアの S/N 比の空間分布を示す。S/N 比は 0.1 Hz 帯において全体的に小さい値となるが、0.2 Hz, 0.5 Hz 帯では相対的に高い値となり、特に北西-南東の空間配置をもつ観測点ペアにおいて S/N 比が高くなる傾向がある。なお、Fig. 7a において群速度の推定が可能であった観測点ペアの相互相関関数の多くは高い S/N 比を示しており、波群の明瞭さの評価は地震波干渉法解析における表面波群速度推定の際の指標たりうることを示唆している。

5.2 沿岸波浪と相互相関関数の非対称性

微動の振動源が等方的に存在し、等しいパワーを持った微動が全方位から到来していると見なされる場合、スタッキング処理を施した相互相関関数の正の時刻に見られる時刻歴波形はグリーン関数の因果 (causal) 成分、負の時刻に見られる波形はグリーン関数の反因果 (anti-causal) 成分に対応する [例えば Paul *et al.* (2005), 白石・他 (2008)]。このため、上記の条件を満たす場合、相互相関関数は時間零に対して左右対称となる。但し、現実には振動源の不均質な分布や微動の局所的な減衰・散乱等により、微動のパワーは到来方向によって異なることが推察される。例えば、微動アレイ探査 (空間自己相関法) においては、方位平均処理を施すことでこれらの影響を抑えることが出来るが [Aki (1957)], 2 地点のみの観測データに基づく地震波干渉法において、定量的な方位の影響を評価することは困難である。通常、地震波干渉法を用いた多くの解析事例においては、比較的長期間にわたる観測データを用いることで、方位の影響はある程度抑制され、左右対称な相互相関関数の抽出が可能となるとされている [例えば Bensen *et al.* (2007)] が、実際には対称性が成立しない事例も指摘されており [例えば Stehly *et al.* (2006)], 相互相関関数をグリーン関数として扱う場合には慎重な検討が必要となる。

Fig. 10a には、年間の相互相関関数のスタッキング処理より得られた相互相関関数に対し、正の時刻歴における最大振幅値に対する負の時刻歴の最大振幅値の比を、Fig. 9 と同様に 4 つの周波数帯域で、観測点ペアの方位角毎に示している。相互相関関数の時間反転操作によって仮想震源と仮想受信点の組み合わせ (方位角, 振幅) が入れ替わることから、1 つの観測点ペアにおいて 2 つのアウトプットが得られ、ほぼ全方位を包含した結果が得られた。同様に、冬季 (1~3 月), 夏季 (6~8 月) それぞれの期間内のみの観測データを用いて導出した相互相関関数に基づく結果も示している (Fig. 10b, 10c)。振幅比が大きい程、微動のパワーがその方位角の領域に

において優勢であることを示唆しているが、0.05~2.0 Hz 帯域での検討結果は 0.2 Hz 帯における結果と同等であることから、中京地域の Hi-net 観測波形データには 0.2 Hz 前後における微動の影響が顕著に含まれるという前項の議論と調和的である。これらの周波数帯域では、冬期に北西側から到来する微動が優勢となり、夏期になると南東側から到来する微動のパワーが増大する傾向が見られる。一方、北東-南西方向の配置を取る観測点ペアには明瞭な季節変化が見られず、振幅比は時期を問わず 1 に近い値を取る。0.1 Hz 帯域では 0.2 Hz 帯のような強い季節性は見られないが、年間を通して僅かながら東側のパワーが卓越している。一方、0.5 Hz 帯では明瞭な方位依存性が確認されないが、夏場は 0.1 Hz, 0.2 Hz 帯と同様に南東側から到来する微動のパワーが増大する傾向が見られた。

本研究で扱う 1 Hz 以下の周波数帯域 (やや長周期領域) の微動には、自然現象に由来した脈動成分が卓越していると考えられる。特に我が国は国土を海に囲まれているため、沿岸波浪の影響が少なからず微動データの周波数特性に影響を与えることは既往の研究事例からも明らかである [例えば、鏡味・他 (1983), 山下・他 (2010)]。沿岸波浪による影響を定量的に検討するため、国土交通省港湾局、(独)港湾空港技術研究所をはじめとする機関によって観測された 2010 年 1 月~12 月の日本海側 (敦賀港, 富山港) ならびに太平洋側 (伊勢湾, 御前崎港) の波浪 (有義波波高, 卓越周期) の経時変化を Fig. 11a に示す (観測地点の位置は Fig. 1 を参照)。日本海側, 太平洋側それぞれの海域における観測地点のデータを比較すると、海域毎に波高・卓越周期の値や経時変化が揃っていることがわかる。したがって、これらは中部日本における各海域の沿岸を代表する波高値の経時変化であると考えられる。日本海側で観測された波高値は 1~2 月, 11~12 月の冬季期間において特に顕著であり、時として 6 m を超える値が観測される反面、夏季期間の波高値は 1 m を大きく下回る。一方、太平洋側で観測された波高値には際立った変動が見られず、年間を通して凡そ 1 m 前後に留まっている。このため、冬季は日本海側の波高が卓越し、夏季は太平洋側が僅かに上回る傾向となる。波浪の卓越周期に着目すると、波高値の上昇に伴って増大する傾向が見られ、日本海側では冬季に 6~10 秒, 夏季には 4~6 秒の波浪が卓越している。太平洋側では日本海側ほどの顕著な季節変動は見られないが、冬季は卓越周期が 4~12 秒の間で大きく変動している。波浪により励起される微動の卓越周期は波浪の周期のおよそ 1/2 となる [鏡味・他, (1983)] ことを考慮すると、観測波浪に対応する微動の卓越周期は 2~6 秒とな

Fig. 10. Ratios between maximum amplitude of the wave train in the causal component and that in the anti-causal component with respect to each azimuth. The ratios are calculated using stacked CCFs of the vertical component during the month of (a) January and December 2010, (b) January and March 2010, and (c) June and August 2010.

る。Fig. 9 および Fig. 10 の検討からは、微動の卓越周期は年間を通して 5 秒前後となることが示唆されており、本研究の解析対象周波数帯域 (0.1~0.2 Hz) とも対応している。

沿岸波浪と相互相関関数との対応を検討するため、海洋波浪の影響を強く受けたと判断される北西-南東方向の観測点ペア (N.ATMH-N.YOKH) と、影響が少なかっ

たと思われる北東-南西方向の観測点ペア (N.HAZH-N.MASH) において、24 時間毎にスタッキング処理を行った相互相関関数の振幅値の経時変化 (0.05~2.0 Hz, 0.1 Hz, 0.2 Hz, 0.5 Hz) を Fig. 11b に示す。24 時間分のスタッキング波形には年間のスタッキング波形と同様の波群が見られることに加え、24 時間分のスタッキング処理を行うことで相互相関関数の S/N 比がそれぞれ 20 倍、

a.

Fig. 11. (a) Ocean wave height (upper traces) and dominant period (lower traces) variations during the year 2010 observed at Fukui port and Naoetsu port (along the Sea of Japan side), and Omaezaki port and cape Shionomisaki (along the Pacific side). See the locations of observation points in Figure 1.

30 倍程度向上することを確認しているため、波浪との関連性を議論するに足りうる情報であると見なした。前者のペアにおいて、図中の正の時刻歴は観測点 N.ATMH を震源として観測点 N.YOKH を受信点とする（南東側から北西側へ伝播する）相互相関関数、負の時刻歴はその逆を意味する。同様に後者のペアでは、正の時刻歴は

観測点 N.HAZH を震源として観測点 N.MASH を受信点とする（北東側から南西側へ伝播する）相互相関関数、負の時刻歴はその逆である。0.2 Hz 帯での振幅値は相対的に大きく、0.05~2.0 Hz 帯において顕著に見られる波群と同様の波群が明瞭に見られる。また、0.1 Hz 帯において一部の期間（270 日前後）中に見られる顕著な波群

b.

Fig. 11. (b) Amplitudes of daily-stacked CCFs as a function of time for station pairs N.ATMH-N.YOKH and N.HAZH-N.MASH, at frequencies of 0.05–0.5 Hz, 0.1 Hz, 0.2 Hz and 0.5 Hz, respectively.

も、0.05～2.0 Hz 帯において同様に確認された。0.5 Hz 帯での振幅値は相対的に小さい。これらの経時変化の特徴を周波数帯域毎に波高値変化 (Fig. 11a) と比較したところ、0.2 Hz 帯域における相互相関関数の振幅値および経時変化特性は波高値の変化と強い相関を示すことが確認された。例えば、日本海側の波高値が太平洋側の値を大きく上回る期間 (1～3 月, 11～12 月) では、観測点ペア N.ATMH-N.YOKH の相互相関関数の負の時刻における波群が卓越し、反対に太平洋側の波高値が上回る期間 (6～8 月) では、正の時刻における振幅が卓越しており、これらの時期も一致している。

北西-南東方向の配置を持つ他の観測点ペアにおいても同様の傾向が見られることから、相互相関関数の波群振幅の非対称性は、沿岸波浪によって概ね説明可能であると考えられる。但し、0.1 Hz, 0.5 Hz 帯などでは相互相関関数の振幅の特徴を波浪の経時変化のみでは説明しきれない。0.1 Hz 帯に見られる長周期の微動源として、更に周期の長い波浪、例えば沖合の波浪などが考えられるが、これに関しては、長周期微動計による連続波形データなどの直接検討可能なデータを別途収集して議論する必要がある。また、堆積層を含む地下構造中での微動の伝播を考慮する際には、局地的な振動源の位置・強さのみならず、不均質構造による散乱等の影響など、定量的な考察を重ねる必要がある。一方、観測点ペア N.HAZH-N.MASH においても同様の傾向が見られ、特に 0.1 Hz

帯では明瞭な波群が見られるが、振幅値の変化量は前者と比べて顕著ではない。

5.3 相互相関関数の非対称性と群速度の推定精度

Fig. 12a 左上段には、1 年間、冬季、夏季各々の期間にわたって、観測点ペア N.MCTH-N.YOKH において導出された相互相関関数を示す。この観測点ペアの配置は北西-南東方向であるため、相互相関関数は沿岸波浪の季節変動による影響を強く受けており、冬季はもとより年間の相互相関関数においても負の時刻における波群が卓越している。一方、夏季の相互相関関数は、冬季のものと比較する際に主要な波群の識別が困難であるが、正の時刻 (観測点 N.MCTH を震源、観測点 N.YOKH を受振点とする相互相関関数) では明瞭な波群が確認された。また、年間の相互相関関数を正、負の時刻歴で相加平均処理をした波形と、それぞれの時刻歴での波形とを重ね合わせたところ (Fig. 12a 右上段)、波群の振幅値は一致しないものの、位相は揃っている。年間の相互相関関数 (正方向、負方向)、冬季・夏季の相互相関関数 (正、負方向の相加平均) 各々を用いて波群の群速度を推定したところ (Fig. 12b)、データの期間、時刻歴によらず 0.13 Hz 以上の周波数帯域においてほぼ同等の群速度値が得られた。同様の傾向は、伊勢湾を跨ぐ観測点ペアの多くにおいて確認された。

次に、観測点ペア N.KIDH-N.MKMH において同様に導出した相互相関関数を Fig. 12a 左中段に示す。この

a.

Fig. 12. (a) (Left) Stacked CCFs of vertical component during the month of January and December 2010 (black solid traces), January and March 2010 (gray solid traces), and June and August 2010 (dashed traces) for station pairs N.MCTH-N.YOKH, N.KIDH-N.MKMH and N.MASH-N.TKNH. (Right) Folded CCFs at time zero (black solid traces), negative part of the yearly-stacked CCFs (gray solid traces), and the positive part of the yearly-stacked CCFs (dashed traces).

観測点ペアは、先新第三系の基盤岩が露出した濃尾平野北側の山間部を主に跨いでいるため、観測点ペア N.MCTH-N.YOKH のような、分散性の強い後続波群は見られない。また、前述の事例のように振幅値の非対称性が見られるものの、観測点ペアは東北東-西南西の空間配置であるため、相互相関関数の季節性は観測点ペア N.MCTH-N.YOKH ほど顕著ではない。ところが、正・負の時刻の相互相関関数を重ね合わせたところ (Fig. 12a 右中段)、10~20 秒の時刻歴において位相がずれる事例が確認された。更に、冬季、夏季、正負の時刻それぞれの相互相関関数を用いて群速度値の推定を行ったところ (Fig. 12b)、推定される群速度値は正負の時刻歴で大きく異なった。正負の時刻で位相がずれる場合、相互相関関数を観測点間のグリーン関数と見なすことが出来ないため、今後、理論グリーン関数を用いた検討を行う際には注意が必要である。同様の傾向は、盆地と山間部を跨ぐ

観測点ペアに多く見られるため、地下構造の局地的な変化に伴う微動の回折や散乱の影響を反映している可能性が考えられる。また、このような観測点ペアでは波群自体の検出が困難なことが多いため、より長期間の波形データを用いることによって相互相関関数の S/N 比の向上ならびに微動の振動源分布の均衡化を図ることが更なる検討を重ねる上で得策であろう。

5.4 観測点の設置環境の違いが波群の明瞭性にもたらす影響

観測点ペア N.MASH-N.TKNH に対して行った同様の検討結果を Fig. 12a 左下段に示す。Fig. 12 における検討ではいずれも観測点間距離 50 km 程度の観測点ペアを選定しているが、観測点ペア N.MASH-N.TKNH は他の 2 組のペアと比較して、正負の時刻、季節を問わず相互相関関数の振幅が低く、波群が極めて不明瞭であった。冬季になると僅かながら振幅値の高い波群が確認さ

Fig. 12. (b) Rayleigh-wave group velocities estimated from the stacked CCFs of vertical component during the month of January and March 2010 (white diamonds) and June and August 2010 (white circles) and from negative part of the yearly-stacked CCF (black inverted triangles) and positive part of the yearly-stacked CCF (black squares), respectively. The normalized amplitudes of the yearly-stacked CCFs at each frequency are shown with the gray scale. Solid traces are the theoretical Rayleigh wave group velocity dispersion curves calculated with the AIST structure model.

れるものの、後続波群と無相関成分との区別が不明瞭であるため、独立した波群として認識することは困難である。また、他のペアと同様に季節毎、時刻正負毎の表面波群速度の値を推定したところ (Fig. 12b), 推定値には顕著なばらつきが見られた。特に、夏季の観測記録から導出した相互相関関数には分散性を持つ明瞭な波群が見られず、推定される群速度値は広い周波数帯にわたり、極めて低い値 (1 km/s 未満) を取る結果となった。一方、年間の相互相関関数 (正方向, 負方向), 冬季の相互相関関数からそれぞれ推定される群速度値には分散性が見られるものの、ばらつきが大きいため、推定精度の信頼性は低いと判断される。

このような傾向は、観測点 N.TKNH を対象とした観測点ペアのみににおいて顕著に見られるため、観測点 N.TKNH に特有の特徴に因るものであると考えられる。観測点 N.TKNH で観測される夏場の微動の振幅スペクトルを検討すると、他の観測点と比較して 0.5 Hz 以下の振幅レベルが著しく低い (1/10 以下) ことが判明した。夏場は沿岸波浪に起因する微動のパワーが低くなることから、微動が機器のノイズレベルを下回り、周囲の観測点とはほぼ無相関値となる結果をもたらしたものと推察される。設置環境の異なる Hi-net 観測点データに対して地震波干渉法を適用する際には、連続波形データ自体のスペクトル特性を十分に検討し、解析に資するデータで

あるか予め評価しておくことも重要である。

§6. ま と め

中京地域の地下構造モデルの精度の検証を目的として、Hi-net 連続地震観測データを用いた地震波干渉法解析を行った。Hi-net 観測記録に対して機器特性を補正することで、観測点の設置環境にも依るが、概ね 0.05–0.5 Hz の周波数帯域において広帯域地震計データによる結果と同等の相互相関関数を導出した。また、1 年間のデータに基づく相互相関関数の波群を用いて表面波群速度を推定したところ、推定された群速度は分散性を有しており、その空間分布は地盤構造の地域性を反映したものとなった。したがって、Hi-net 観測データを地震波干渉法に用いることで、多くの観測点ペアにおける既往地下構造モデルの検討が可能になると考えられる。群速度の推定値と、既往モデルから計算される表面波群速度とを比較したところ、両者の対応は概ね良好である一方、一部領域で観測値と理論曲線が異なる事例も存在した。この乖離は、既往の地下構造モデルに改善の余地があることを示唆しているのみでなく、相互相関関数の S/N 比にも依存するなど、今後検討すべき課題も浮き彫りにした。これらの特徴を総合的に評価し、地震波干渉法解析が適用可能な観測点ペアを選定することが重要である。より長期間のデータを蓄積して相互相関関数の S/N

比を更に向上させること、また、不整形地盤や不均質な微動の振動源分布がもたらす影響についても詳細に検討を重ねることで、長周期地震動予測の高度化に向けたより信頼性の高いモデルの評価が可能となるであろう。

謝 辞

2名の査読者と編集担当委員の南雲秀樹氏からは、本稿を改善するにあたり大変有意義なご意見ならびにご提案を頂きました。本解析では、(独)防災科学技術研究所 Hi-net ならびに F-net の観測記録を使用しました。特に Hi-net 観測記録のデータ取得に際しては、関係者の方々に多大なる御尽力をいただきました。本稿で用いた波高値のデータは、国土交通省港湾局によって観測され、(独)港湾空港技術研究所で処理されたものです。相互相関関数のマルチプルフィルタリング処理を行うにあたり、メキシコ国立自治大学の Francisco J. Chávez-García 教授からは貴重な御助言を賜りました。また、表面波群速度の計算に際しては DISPER80 パッケージ [Saito (1988)] を、図の作成には Generic Mapping Tools [Wessel and Smith (1998)] を使用しました。ここに記して感謝申し上げます。

文 献

- 愛知県, 2003, 「平成 14 年度地震関係基礎調査交付金濃尾平野地下構造調査」成果報告書, <<http://www.jishin.go.jp/main/>>, (参照 2013-9-1).
- 愛知県, 2005, 「平成 16 年度地震関係基礎調査交付金三河地域堆積平野地下構造調査」成果報告書, <<http://www.jishin.go.jp/main/>>, (参照 2013-9-1).
- Aki, K., 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 415-456.
- Asano, K., T. Iwata, and H. Sekiguchi, 2012, Application of seismic interferometry in the Osaka basin for validating the three-dimensional basin velocity structure model, *Proc. 15th World Conf. Earthq. Eng.*, 0666.
- Bensen, G.D., M.H. Ritzwoller, M.P. Barmin, A.L. Levshin, F. Lin, M.P. Moschetti, N.M. Shapiro, and Y. Yang, 2007, Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, **169**, 1239-1260.
- Bensen, G.D., M.H. Ritzwoller, and N.M. Shapiro, 2008, Broadband ambient noise surface wave tomography across the United States, *J. Geophys. Res.*, **113**, B05306, doi: 10.1029/2007JB005248.
- Brenguier, F., M. Campillo, C. Hadziioannou, N. M. Shapiro, R. M. Nadeau, and E. Larose, 2008, Postseismic relaxation along the San Andreas Fault at Parkfield from continuous seismological observations, *Science*, **321**, 1478-1481.
- 地元孝輔・山中浩明, 2012, 相互相関関数の振幅に着目した地震波干渉法のデータ処理に関する考察, *物理探査*, **65**, 237-250.
- Denolle, M. A., E. M. Dunham, G. A. Prieto, and G. C. Beroza, 2013, Ground motion prediction of realistic earthquake sources using the ambient seismic field, *J. Geophys. Res.*, **118**, doi:10.1029/2012JB009603.
- Dziewonski, A., S. Bloch, and M. Landisman, 1969, A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 427-444.
- 堀川晴央・吉見雅行・関口春子・吉田邦一・杉山雄一・佐竹健治・福和伸夫・鈴木晴彦・松山尚典・劉 瑛・滝沢文教, 2008, 中京地域の 3 次元地盤構造モデル, 活断層・古地震研究報告, **8**, 203-254.
- 岩淵 洋・西川 公・野田直樹・川尻智敏・中川正則・青砥澄夫・加藤 勲・安間 恵・長田 智・角谷昌洋, 2000, 伊勢湾における活断層調査, 水路部研究報告, **36**, 73-96.
- 鏡味洋史・堀田 淳・太田 裕・坂尻直巳・吉田厚司・田中愛一郎・久保寺章, 1983, やや長周期の微動観測と地震工学への適用 (8) 一波浪との同時比較観測一, *地震*, **36**, 609-617.
- Ma, S., G.A. Prieto, and G.C. Beroza, 2008, Testing community velocity models for Southern California using the ambient seismic field, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **98**, 2694-2714.
- Maeda, T., K. Obara, T. Furumura, and T. Saito, 2011, Interference of long-period seismic wavefield observed by the dense Hi-net array in Japan, *J. Geophys. Res.*, **116**, B10303, doi:10.1029/2011JB008464.
- 三重県, 2005, 「平成 16 年度地震関係基礎調査交付金伊勢平野に関する地下構造調査成果報告書」, <<http://www.jishin.go.jp/main/>>, (参照 2013-9-1).
- Nakata, N. and R. Snieder, 2012, Estimating near-surface shear-wave velocities in Japan by applying seismic interferometry to KiK-net data, *J. Geophys. Res.*, **117**, B01308, doi:10.1029/2011JB008595.
- Nishida, K., H. Kawakatsu, and K. Obara, 2008, Three-dimensional crustal S wave velocity structure in Japan using microseismic data recorded by Hi-net tiltmeters, *J. Geophys. Res.*, **113**, B10302, doi:10.1029/2007JB005395.
- Obara, K., K. Kasahara, S. Hori, and Y. Okada, 2005, A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan: Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, *Rev. Sci. Instrum.*, **76**, 021301, doi: 10.1063/1.1854197.
- Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara, and A. Yamamoto, 2004, Recent progress of seismic observation networks in Japan —Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net—, *Earth Planets Space*, **56**, xv-xxviii.
- Paul, A., M. Campillo, L. Margerin, and E. Larose, 2005, Empirical synthesis of time-asymmetrical Green functions from the correlation of coda waves, *J. Geophys. Res.*, **110**, B08302, doi:10.1029/2004JB003521.
- Saito, M., 1988, DISPER80: A subroutine package for the calculation of seismic normal mode solutions, *Seismological Algorithms*, ed. by Doornbos, D.J., Academic

- Press, 293-319.
- Sánchez-Sesma, F. J. and M. Campillo, 2006, Retrieval of the Green's function from cross correlation: the canonical elastic problem, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96**, 1182-1192.
- Shapiro, N., M. Campillo, L. Stehly, and M. Ritzwoller, 2005, High-resolution surface wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, **307**, 1615-1618.
- 汐見勝彦, 2012, 防災科研 Hi-net 地中地震計設置方位情報推定方法の改良, 防災科学技術研究所研究報告, **80**, 1-20.
- 白石和也・松岡俊文・川中 卓, 2008, 地震波干渉法概説, 地学雑誌, **117**, 863-869.
- Snieder, R., 2006, Retrieving the Green's function of the diffusion equation from the response to a random forcing, *Phys. Rev.*, **E74**, 046620.
- Snieder, R. and E. Şafak, 2006, Extracting the building response using seismic interferometry: Theory and application to the Millikan library in Pasadena, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96**, 586-598.
- Stehly, L., M. Campillo, and N. M. Shapiro, 2006, A study of the seismic noise from its long-range correlation properties, *J. Geophys. Res.*, **111**, B10306, doi: 10.1029/2005JB004237.
- Takagi, R., T. Okada, H. Nakahara, N. Umino, and A. Hasegawa, 2012, Coseismic velocity change in and around the focal region of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, *J. Geophys. Res.*, **117**, B06315, doi:10.1029/2012GL051342.
- Wapenaar, K. and J. Fokkema, 2006, Green's function representations for seismic interferometry, *Geophysics*, **71**, SI33-SI46.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith, 1998, New, improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. Am. Geophys. Union.*, **79**, 579.
- Yamada, M., J. Mori, and S. Ohmi, 2010, Temporal changes of subsurface velocities during strong shaking as seen from seismic interferometry, *J. Geophys. Res.*, **115**, B03302, doi:10.1029/2009JB006567.
- 山中浩明・地元孝輔・諸井孝文・池浦友則・額額一起・坂上 実・中井正一・関口 徹・小田義也, 2010, 南関東地域における微動の長期連続観測記録の地震波干渉法処理による表面波の群速度の推定, 物理探査, **63**, 409-425.
- 山下佳穂里・浅野公之・岩田知孝, 2010, 地震波干渉法による西日本の地殻速度構造 (1)—表面波群速度の推定—, 京都大学防災研究所年報, **53**, 175-180.