



コーダ波 H/V スペクトルの逆解析に基づく S 波速度構造の推定

小林源裕¹⁾, 儘田 豊²⁾

1) 非会員 (独) 原子力安全基盤機構, 主任研究員 学士 (理学)
e-mail : kobayashi-genyu@jnes.go.jp

2) 非会員 (独) 原子力安全基盤機構, 主任研究員 博士 (理学)
e-mail : mamada-yutaka@jnes.go.jp

要約

微動H/Vスペクトルを説明するために提案された「表面波H/Vスペクトル理論」を用いて, 地表1点の地震記録によるコーダ波H/Vスペクトルの逆解析からS波速度構造を推定することを試み, 新たな速度構造推定手法としての可能性を検討した. 基盤強震観測網 (KiK-net) 成田観測点, 及び都路観測点の地震観測データを用いて手法の適用性を検討し, 当該観測点におけるPS検層, 鉛直アレイ地震観測 (地盤同定解析) 等による速度構造結果の比較から, 地震基盤までのS波速度構造を概ね精度良く推定できることが示された. コーダ波H/VスペクトルのフィッティングによりS波速度構造を精度良く推定するには, レイリー波の基本モードのみならず高次モードの影響やラブ波の影響, さらにレイリー波とラブ波の水平振幅比の影響を考慮することが必要不可欠である.

キーワード: H/Vスペクトル, S波速度構造, 微動, コーダ波, レイリー波, ラブ波, 基本・高次モード, 加振源

1. はじめに

近年, S波を含むコーダ波の水平動と上下動のスペクトル比 (以下, H/Vスペクトルと称す) のピークやトラフから, 地盤のS波速度構造を推定しようという試みが行われている. 多くの場合, 得られるH/Vスペクトルがレイリー波基本モードの楕円軌道の縦横比であるとして扱っているが, これはいわばコーダ波が鉛直加振のみにより励起されるレイリー波, しかも基本モードのみから成り立っているという仮定に立脚するものである. 実地震動のH/Vスペクトルを説明するには先の仮定では不十分な場合があり, 現状, 観測スペクトルのフィッティングによるS波速度構造の推定を行えるまでに至っていない.

一般的に, コーダ波のH/Vスペクトルは地震によらずほぼ安定しており, H/Vスペクトルが地下構造と深い相関を有していることは疑いない. 佐藤ほか¹⁾は, S波初動から充分後のコーダ波 (Late S coda) のH/Vスペクトルと, 微動のH/Vスペクトルが整合している観測結果を得ており, コーダ波, 微動ともに表面波の寄与を論じている (以下, 前者をコーダ波H/Vスペクトル, 後者を微動H/Vスペクトルと称す). 関連の研究として, 岡田ほか²⁾はコーダ波に含まれる表面波の位相速度と微動アレイ探査により得られた位相速度がよく調和していることを示し, 福元ほか³⁾は浅い震源の地震記録に表れるやや長周期成分は表面波であり, その伝播特性はほぼ敷地のS波速度構造によって説明できるとした. また, 畠ほか⁴⁾はH/Vスペクトルの位相角に着目して地震動に含まれるレイリー波の抽出を試み, 地震記録のコーダ部に

レイリー波が多く含まれることを確認するとともに、レイリー波の卓越方向が時間的に一定方向に固定されず、その到来方向は広範囲に変化することを示した。これら既往の研究成果を俯瞰すると、ことに堆積平野で観測される地震記録のコーダ部には盆地でトラップされた波あるいは盆地生成表面波が含まれ¹⁾、一方、微動自体も表面波が優勢であるとの理解から、コーダ波H/Vスペクトルと微動H/Vスペクトルは互いの特性が類似していると考えられる。

H/VスペクトルからS波速度構造を推定する試みとして、Arai and Tokimatsu⁵⁾は微動H/Vスペクトルを説明する「表面波H/Vスペクトル理論(モデル)」を提案し、提案理論に基づく微動H/Vスペクトルの逆解析からS波速度構造を推定できる可能性を示した。表面波H/Vスペクトル理論は、レイリー波基本モードH/Vスペクトルに対して高次モードの影響、水平成分におけるラブ波の影響を考慮するものであり、観測の微動現象を満たすべく理論構築がなされている。これに対して澤田ほか⁶⁾は、レイリー波の持つ水平動と上下動の位相差に着目して微動記録の中からレイリー波が卓越する区間を抽出し、レイリー波基本モードH/Vスペクトルの逆解析からS波速度構造を推定している。何れの試みも、地表1点での微動H/Vスペクトルに基づくS波速度構造の推定を志向するものであり、PS検層や鉛直アレイ地震観測(地盤同定解析)に比べ精度面で劣るという欠点があるものの、必要となるデータが地表1点での観測記録でよいため大きな利便性がある。しかしながら福元ほか³⁾によれば、首都圏における微動のアレイ観測と地震動の水平アレイ観測結果から、微動アレイ観測は微動のパワー源に限界があり、一方、地震動水平アレイ観測で比較的浅い地震の記録が得られれば、微動アレイ観測で測定や検出が困難な長周期帯の位相速度を求めることが可能である。この結果は、厚い堆積層サイト等における微動H/Vスペクトルに基づく深部(地震基盤など)のS波速度構造推定の難しさ、あるいは限界を示唆している可能性がある。

本研究では、コーダ波H/Vスペクトルと微動H/Vスペクトルが等価であるとの仮定に基づき、Arai and Tokimatsu⁵⁾が微動H/Vスペクトルを説明するために提案した表面波H/Vスペクトル理論を用いて、地表1点の地震記録によるコーダ波H/Vスペクトルの逆解析からS波速度構造を推定することを試み、新たな速度構造推定手法としての可能性を検討する。はじめに、速度構造推定手法の基となる表面波H/Vスペクトル理論を概観する。ここでは、H/Vスペクトルが地下構造だけでなく加振源の影響を受けることを示す。次に、防災科学技術研究所の基盤強震観測網(KiK-net)成田観測点におけるコーダ波H/Vスペクトル(観測値)と、既往地盤モデルによる表面波H/Vスペクトル(理論値)が概ね整合することを示し、元来、微動のH/Vスペクトルを説明するために構築された表面波H/Vスペクトル理論がコーダ波のそれにも適用できることを確認する。実データへの適用性検討を通じて、コーダ波H/Vスペクトルの逆解析から地震基盤までのS波速度構造を概ね精度良く推定できることを示す。

2. 表面波H/Vスペクトル理論に基づくS波速度構造の推定

2.1 表面波H/Vスペクトル理論の概要

Arai and Tokimatsu⁵⁾は、水平成層地盤における高次モードまでを考慮した表面波の理論H/Vスペクトルを提案し、これが観測の微動H/Vスペクトルを説明できることを示した。微動の振源モデルとして地表に時間的・空間的にランダムにはたらく単力源、つまり地表面に鉛直及び水平の点加振源が一様に分布する加振源モデルを定義しており、微動のパワースペクトルを求める上であらゆる振動源からくる表面波の寄与を加え合わせている。彼らによれば、レイリー波H/Vスペクトル $(H/V)_R$ 及び表面波H/Vスペクトル $(H/V)_S$ 、レイリー波とラブ波の水平振幅比 R/L は、角周波数 ω によりそれぞれ式(1)~式(3)として表すことができる。

$$\left(\frac{H}{V}\right)_R(\omega) = \sqrt{\frac{P_{HR}(\omega)}{P_{VR}(\omega)}} \quad (1)$$

$$\left(\frac{H}{V}\right)_S(\omega) = \sqrt{\frac{P_{HR}(\omega) + P_{HL}(\omega)}{P_{VR}(\omega)}} \quad (2)$$

$$\left(\frac{R}{L}\right)(\omega) = \sqrt{\frac{P_{HR}(\omega)}{P_{HL}(\omega)}} \quad (3)$$

ここに添字 $R \cdot L \cdot S$ はそれぞれレイリー波，ラブ波，表面波であり， $P_H \cdot P_V$ は水平動と上下動のパワースペクトルである．また，上式中の $P_{HR} \cdot P_{VR} \cdot P_{HL}$ はそれぞれ式(4)～式(6)として表される．

$$P_{HR}(\omega) = \kappa L_V^2 \sum_{m=0}^M \left(\frac{A_{Rm}}{k_{Rm}} \right)^2 \left(\frac{u}{w} \right)_m^2 \left[1 + \left(\frac{\alpha^2}{2} \right) \left(\frac{u}{w} \right)_m^2 \right] \quad (4)$$

$$P_{VR}(\omega) = \kappa L_V^2 \sum_{m=0}^M \left(\frac{A_{Rm}}{k_{Rm}} \right)^2 \left[1 + \left(\frac{\alpha^2}{2} \right) \left(\frac{u}{w} \right)_m^2 \right] \quad (5)$$

$$P_{HL}(\omega) = \kappa L_V^2 \sum_{m=0}^M \left(\frac{\alpha^2}{2} \right) \left(\frac{A_{Lm}}{k_{Lm}} \right)^2 \quad (6)$$

一般的に，高次モードまでを考慮した $(H/V)_S$ を計算するにはレイリー波ミディアムレスポンス A_R (波数 k_R)，ラブ波ミディアムレスポンス A_L (波数 k_L)，レイリー波水平鉛直比 u/w ，及び水平方向と鉛直方向の加振力比(加振力水平鉛直比) α あるいは R/L が必要となる(L_V^2 及び κ はそれぞれ外力と減衰に関する量となるが，式(1)～式(3)において相殺されることとなる)．仮に地盤モデルが既知であれば，Haskell⁸⁾及びHarkrider⁷⁾の理論より A_R ， A_L ， u/w を求めることができ， α あるいは R/L が未知数となる．

未知数 α あるいは R/L の存在は，表面波H/Vスペクトルが加振源にも依存することを意味しており， $(H/V)_S$ を計算する際の弊害となる．新井・時松⁹⁾は， α よりも周波数変動の小さい R/L をパラメータとする方が工学的に有利として適用を図っているが，これは外力である α を選択するよりも，外力によりもたらされる R/L を選択する方が微動H/Vスペクトルのばらつきが小さくなるためと考えられる．彼らは，微動アレイ観測結果から経験的に $R/L=0.4 \sim 1.0$ となることを示しており，全周波数帯における R/L の変化(周波数依存性)は小さいものとし，全周波数帯で $R/L=0.7$ 一定を仮定してS波速度構造を推定している．ちなみに，高橋ほか¹⁰⁾及び澤入ほか¹¹⁾は当該理論を用いて微動H/Vスペクトルを検討しているが，それぞれ $R/L=0.7$ ， 0.8 を仮定している．

2.2 表面波H/Vスペクトルの計算例

表面波H/Vスペクトルの例として，KiK-net成田観測点(以下，成田観測点と称す)における計算結果を図1に示す．成田観測点の地盤モデルは表1の通りであり，GL-1050m以下は防災科学技術研究所が公開しているPS検層による速度構造，それ以深については既往の速度構造¹²⁾を参照して設定してある．ここでは，レイリー波，ラブ波ともに基本(0次)～5次モードまでを扱い， $R/L=0.7$ を仮定してレイリー波基本モードH/Vスペクトル $(H/V)_{R0}$ 及び同5次モードH/Vスペクトル $(H/V)_R$ ，表面波基本モードH/Vスペクトル $(H/V)_{S0}$ 及び同5次モードH/Vスペクトル $(H/V)_S$ を計算した．

Layer	Vp [m/s]	Vs [m/s]	ρ [g/cc]	H [m]	GL[m]
1	610	220	1.8	22	0
2	2370	350	1.9	78	-22
3	1650	430	1.9	100	-100
4	1850	570	1.9	350	-200
5	1850	680	2.0	300	-550
6	4400	2340	2.4	200	-850
7	5700	3330	2.8	9000	-1050
8	6600	3710	2.8	8000	-10050
9	6700	3740	2.8	4800	-18050
10	7000	3930	3.0	-	-22850

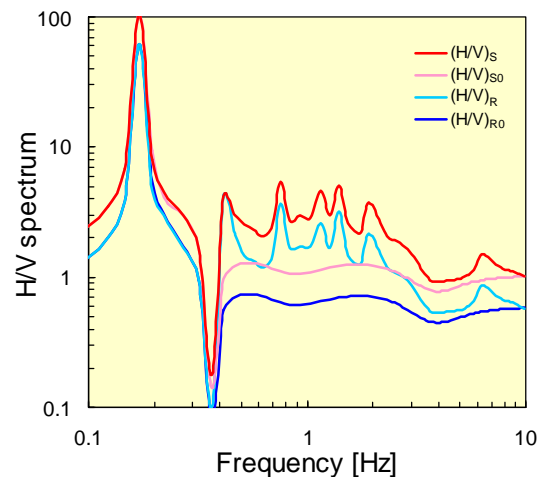


図1 成田観測点におけるH/Vスペクトル例

各種のH/Vスペクトルを概観すると、H/V比はレイリー波に加えてラブ波を寄与させた方が高くなっている。共通して存在する0.15~0.2Hz付近の際立ったピークは、およそGL-850~1050mに位置する地震基盤（三波川変成岩類）における応答のピークである。また、図2にはそれぞれ1, 3, 5次までの高次モードを考慮した場合の表面波H/Vスペクトル(H/V)_sを示したが、基本モードより高次モードを考慮した方がより複雑なスペクトル形状を呈している。

次に、表面波5次モードH/Vスペクトルにおいて、未知数となるレイリー波とラブ波の水平振幅比 R/L を変動させた場合の計算結果を図3に示す。ここでは $R/L=0.7\sim 1.0$ において計算したが、 R/L の違いによるH/V比の相違は、表面波H/Vスペクトルが地盤モデルだけでなく加振源（レイリー波とラブ波の水平振幅比）にも依存することを意味する。各種のH/Vスペクトルを概観すると、H/V比はラブ波の寄与が増加するにつれて高くなっている。Arai and Tokimatsu⁵⁾は、点力源からなる加振源を仮定して表面波H/Vスペクトルを定式化しているが、仮にこれ以外の加振源を仮定すれば別の定式化になる可能性があり、現状、様々な加振源に対応させるためにも、本研究ではレイリー波とラブ波の水平振幅比の考慮は重要と捉える。

これまで多くの場合、レイリー波（基本モード）のみの仮定によりH/Vスペクトルが扱われてきたが、式(1)~式(3)に示されるように、これらはH/V比の下限をみていることに相当している。H/Vスペクトルにおいて任意のモードに着目した場合、スペクトル形状は主としてレイリー波に規定され、振幅はレイリー波及びラブ波に規定される⁵⁾。

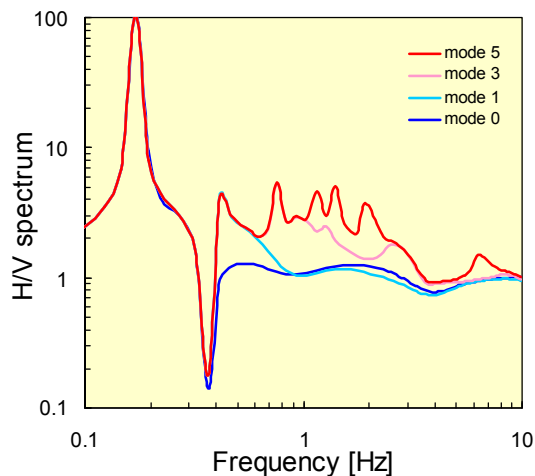


図2 高次モード（1, 3, 5次モード）を考慮した表面波 H/V スペクトル

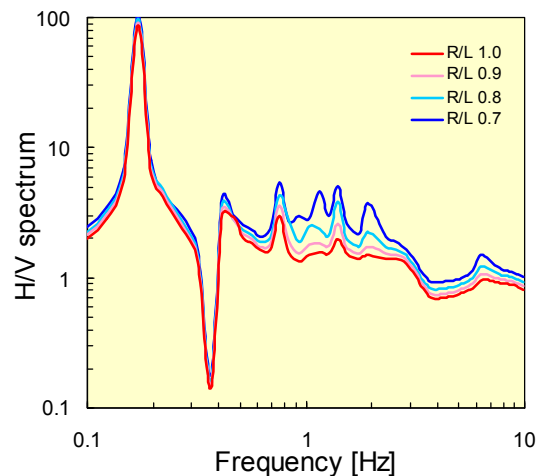


図3 レイリー波とラブ波の水平振幅比 R/L を変動させた場合の表面波 H/V スペクトル

3. 実データへの適用

本研究は、コーダ波H/Vスペクトルに対して表面波H/Vスペクトル理論を逆解析に適用することを特長としており、レイリー波基本モードH/Vスペクトルに対して高次モードの影響、水平成分におけるラブ波の影響を考慮するものである。手法は、コーダ波H/Vスペクトルと微動H/Vスペクトルが等価であるとの仮定に基づくが、これは佐藤ほか¹⁾が示したS波初動から充分後のSコーダ波のH/Vスペクトルと、微動のH/Vスペクトルが整合している観測結果にその根拠を置いている。

実データへの適用性検討として、堆積層サイトである成田観測点（推定地震基盤深度870m付近）、及び岩盤サイトであるKiK-net都路観測点（推定地震基盤深度40m付近、以下、都路観測点と称す）において検討を行った。成田観測点については、防災科学技術研究所において首都圏直下型地震の調査研究の一環として成田地殻活動観測井（GL-0、-1300m）を設置した際に、地表からGL-1336mまでのボーリン

グ調査，物理検層，VSP法探査（鉛直地震探査）¹³⁾等が実施されており，併せて，原子力発電技術機構及び原子力安全基盤機構¹⁴⁾（機構の組織変更にともない，原子力発電技術機構の事業を原子力安全基盤機構が引継ぎ（以下，機構と称す））が当該観測点の極近傍で地表からGL-300mまでのボーリング調査，物理検層，物理探査，地震観測（GL-0，-10，-25，-65，-300m）等を実施している．本研究では，多くの情報を有する成田観測点において重点的に分析検討を行い，都路観測点における検討と併せて新たな速度構造推定手法としての可能性を確認する．

3.1 成田観測点（堆積層サイト）における適用性検討

3.1.1 地質及び地盤物性

機構¹⁴⁾により，地表からGL-300mまでのボーリング調査が実施されており，地質状況はGL-5.5mまでは新期ローム層，GL-149mまでは下総層群の砂層，GL-149m～-300mまでは上総層群のシルト・砂互層が分布する．また，防災科学技術研究所により，GL-870m付近以深に先新第三系の三波川帯が分布することが確認され，併せて実施されたP波検層結果でも当該深度付近から速度値が急激に高くなっている．VSP法探査¹³⁾によれば，GL-850～-1050mは $V_s=2340\text{m/s}$ ，GL-1050m以深は $V_s=2920\text{m/s}$ を呈す．

3.1.2 データ

解析に用いたデータは，成田観測点及び機構¹⁴⁾の観測点により得られた地表地震記録である．地震の諸元及び震央位置を表2，図4（成田観測点及び都路観測点を併記）に示す．地震は2008年岩手・宮城内陸地震（M7.2），2008年茨城県沖地震（M6.3），2007年新潟県中越沖地震（M6.8），2006年伊豆半島東方沖地震（M5.8，M5.1），2004年新潟県中越地震（M6.8）及び同9余震（M6.5～M5.3），2003年宮城県北部（M6.4）の合計16地震である．何れも深さ20km以内の内陸地殻内地震であり，全16地震中12地震において震央距離200km以上，見掛け入射角 80° 以上となっている（表2中のDep，Epi及びApp Incを参照）．地震番号No.1～11，No.14～16は縦ずれ型断層（逆断層）で傾斜角 $47\sim 68^\circ$ （平均 54.5° ），No.12，13は横ずれ型断層で傾斜角 $84, 87^\circ$ を呈す．本研究では，観測点において極力空間的にランダムにはたらく震源となるような地震を選択した．

表2 解析に用いた16地震の諸元（J：機構データ，N：防災科学技術研究所データ）

No.	Origin Time [yyyy/mm/dd hh:mm]	Lat [° N]	Long [° E]	Dep [km]	M	Hypo [km]	Epi [km]	Azm [°]	App Inc [°]	Region	Note
1	2003/7/26 7:13	38.405	141.171	11.9	6.4	296.8	296.6	195.4	87.9	NORTHERN MIYAGI PREF	J
2	2004/10/23 17:56	37.292	138.867	13.1	6.8	208.2	207.8	141.4	86.4	MID NIIGATA PREF	J
3	2004/10/23 18:03	37.354	138.983	9.4	6.3	207.3	207.0	144.9	86.9	MID NIIGATA PREF	J
4	2004/10/23 18:11	37.253	138.829	11.5	6.0	207.0	206.7	139.9	86.9	MID NIIGATA PREF	J
5	2004/10/23 18:34	37.306	138.930	14.2	6.5	206.1	205.6	142.9	86.0	MID NIIGATA PREF	J
6	2004/10/23 19:36	37.217	138.824	11.0	5.3	204.2	203.9	139.1	86.9	MID NIIGATA PREF	J
7	2004/10/23 23:34	37.317	138.906	19.9	5.3	208.8	207.8	142.7	84.4	MID NIIGATA PREF	J
8	2004/10/25 0:28	37.203	138.871	10.1	5.3	200.2	200.0	139.7	87.4	MID NIIGATA PREF	J
9	2004/10/25 6:04	37.330	138.947	15.2	5.8	207.3	206.8	143.7	86.0	MID NIIGATA PREF	J
10	2004/10/27 10:40	37.292	139.033	11.6	6.1	199.2	198.8	144.8	86.4	MID NIIGATA PREF	J
11	2004/11/8 11:15	37.396	139.032	0.0	5.9	208.4	208.4	146.6	90.0	MID NIIGATA PREF	J
12	2006/4/21 2:50	34.941	139.196	7.1	5.8	140.3	140.2	45.4	87.8	E OFF IZU PENINSULA	N
13	2006/5/2 18:24	34.917	139.331	15.0	5.1	134.6	133.8	41.0	83.8	E OFF IZU PENINSULA	N
14	2007/7/16 10:13	37.557	138.609	16.8	6.8	245.9	245.3	141.5	86.0	OFF S NIIGATA PREF	N
15	2008/5/8 1:16	36.275	141.979	18.0	6.3	160.5	159.5	251.9	83.6	FAR E OFF IBARAKI PREF	N
16	2008/6/14 8:43	39.030	140.881	7.8	7.2	359.2	359.1	188.4	88.6	SOUTHERN IWATE PREF	N

J: JNES's data
N: NIED's data

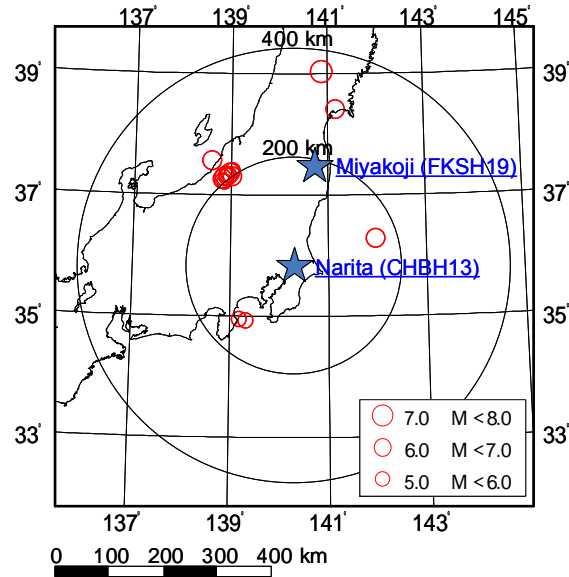


図4 解析に用いた16地震の震央及び成田観測点(CHBH13)、都路観測点(FKSH19)

観測波形の例として、2004年新潟県中越地震(M6.8)による記録を図5に示す。当該地震波形の100～130秒の30秒間(図5中の赤破線四角)をコーダ波として扱い、全記録において同様の観点で波形を抽出した。なお、本研究では地震動のコーダ部を扱うことから、波形記録のS/N比つまり信頼周波数範囲を押さえておく必要がある。ここでは、pre-event区間(ノイズ部分、微動)とevent区間(信号部分、コーダ波)のフーリエスペクトル振幅から式(7)によりS/N比を計算し、信頼周波数を確認した。

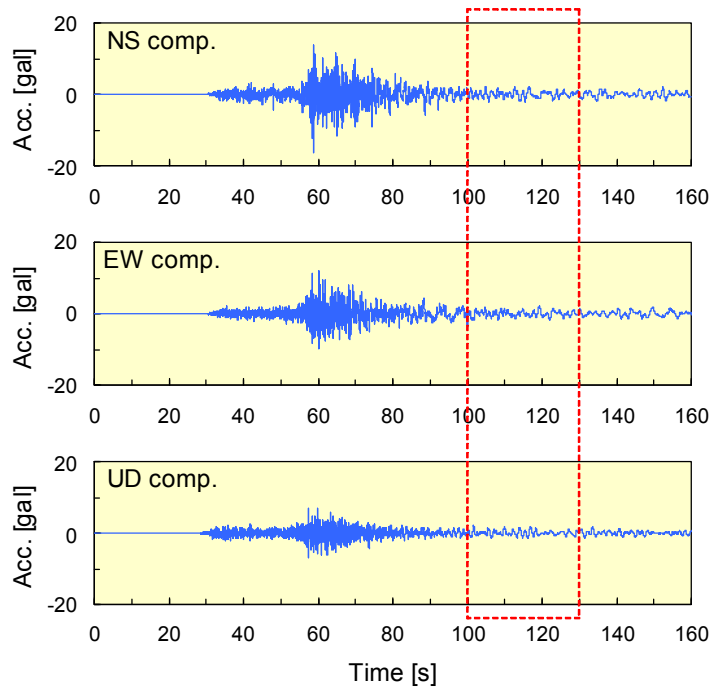


図5 成田観測点における2004年新潟県中越地震(M6.8)の波形

$$S/N = \frac{F_S(f)}{F_N(f)} \cdot \frac{T_N}{T_S} \quad (7)$$

ここに $F_S(f)$, $F_N(f)$ はそれぞれ event 区間及び pre-event 区間のフーリエスペクトル振幅, 同様に T_S , T_N は event 区間及び pre-event 区間の時間長である. なお, 各フーリエスペクトルはバンド幅 0.5Hz の Parzen ウィンドウで平滑化させた. コーダ波の S/N 比の確認例を図 6 に示す.

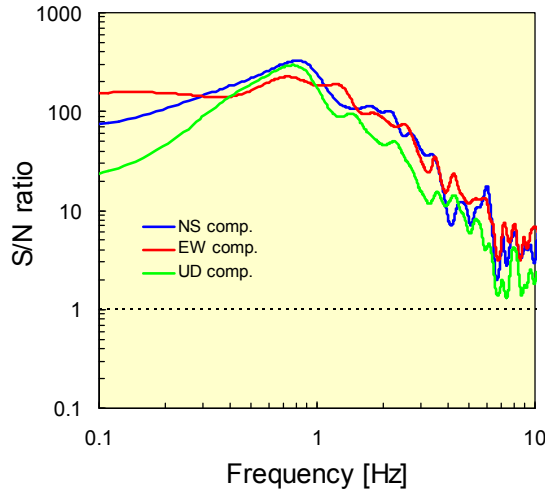


図 6 コーダ波の S/N 比 (信頼周波数) の確認例

本結果例より, 水平2成分及び鉛直成分において高周波数側で S/N 比が低下する傾向にあるものの, 本研究で主対象とする 0.1 ~ 10Hz の周波数帯においてはコーダ波の S/N 比は確保されているものと判断できる. なお, S/N 比がおよそ 1 前後となるような範囲では, ノイズ部分は微動 (雑微動) と解釈されるため, 波形はコーダ波ではなく微動をみていることになる.

3.1.3 コーダ波 H/V スペクトル

コーダ波 H/V スペクトルの算出においては, 先の通り時刻歴加速度波形から前後に 1 秒間のコサイン型テーパを付けて切り出したコーダ波の 30 秒間 (計 32 秒間) の波形を用い, 水平 2 成分 (ベクトル合成) と鉛直成分の各フーリエスペクトルをバンド幅 0.1 Hz の Parzen ウィンドウで平滑化した後に比をとって, 16 個のアンサンブル平均によりスペクトル振幅比の評価を行っている. 本研究における H/V スペクトルの定義は式 (8) の通りである¹⁵⁾.

$$H/V = \frac{\sqrt{S_{NS}^2 + S_{EW}^2}}{S_{UD}} \quad (8)$$

ここに S_{NS} , S_{EW} , S_{UD} はそれぞれ NS, EW, UD 成分のフーリエスペクトルである.

全 16 地震及び同アンサンブル平均によるコーダ波 H/V スペクトルを図 7 (表 2 中の地震番号を併記) に示す. コーダ波 H/V スペクトルは地震毎にばらつきはあるものの, 特徴的なスペクトルのピークやトラフが共通して存在し, 対象地震の震源方位や震源特性が多様であるにもかかわらず, 概ね安定したスペクトル形状を呈している.

図 8 には, コーダ波 H/V スペクトルのそれぞれの平均ならびに平均 \pm 標準偏差 (1σ) の重ね書き, 及び表 1 の既往地盤モデルによる表面波 5 次モード H/V スペクトル (図 3) を示したが, およそ数 Hz より低周波

数側では観測値と理論値の整合性はよく，コーダ波H/Vスペクトルの逆解析からS波速度構造を推定できる可能性が示唆される．なお，数Hzより高周波数側のH/Vスペクトルの振る舞いについては，表面波の周波数と波長の関係から地盤浅部のS波速度構造が大きく影響しているといえる．

これまで述べたように，本研究は微動H/Vスペクトルを説明するために提案された表面波H/Vスペクトル理論の適用を図るものであり，当該理論をコーダ波H/Vスペクトルにも概ね適用できることが観測記録によっても示される．図8に示されるように，観測のコーダ波H/Vスペクトルを説明するには，表面波H/Vスペクトルにおいてレイリー波とラブ波の水平振幅比の考慮が重要となってくる．

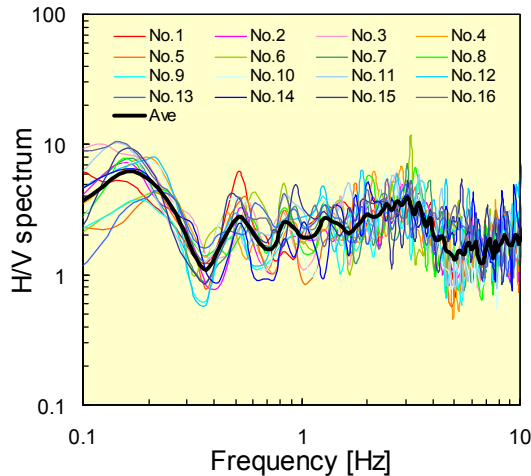


図7 成田観測点におけるコーダ波H/Vスペクトル（16地震）

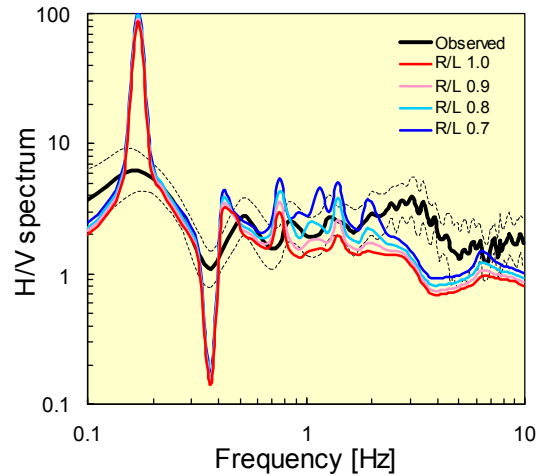


図8 コーダ波H/Vスペクトル（観測）と表面波H/Vスペクトル（理論）

3.1.4 逆解析

コーダ波H/Vスペクトルの逆解析には，山中¹⁶⁾が提案した「遺伝的アルゴリズム（GA）と焼きなまし法（SA）を組み合わせたハイブリッド逆解析手法」を用いた．ハイブリッド法は遺伝的アルゴリズムを基本としているが，交叉における親モデルと子モデルの選択の際に更新世代数に応じた受理確率を導入しており，この受理確率を焼きなまし法と同様に世代数に依存した温度の関数として定義する．世代更新数が少ない場合には誤差の大きいモデルも次世代に残って大局的探索が可能となり，一方，世代更新により温度が低下すると誤差の小さいモデルが多く次世代に残ることになり局所的探索が主体となる¹⁶⁾．

本研究で扱う未知変数は，S波速度 V_s （検索範囲80～3000m/s），層厚 H （検索範囲1～333m），レイリー波とラブ波の水平振幅比 R/L （検索範囲0.5～1.0）の3種であり，P波速度 V_p 及び密度 ρ についてはH/Vスペクトルに与える影響（感度）が小さい⁹⁾ことから，式(9)，式(10)の経験式^{17),18)}より算出した．本研究では R/L の影響を考慮するため，0.1～0.5Hz，0.5～1Hz，1～5Hz，5～10Hz及び10Hz以上の5周波数帯に分けた周波数依存型 R/L を扱っている．目的関数は式(11)の通りであり，地盤モデル及び R/L より得られる理論値 C と観測値 O の残差二乗和 $Misfit$ が最小になるようにパラメータを推定した．逆解析に関する条件を表3の如く設定し，拘束条件として速度層の逆転は許さないものとし，併せて最下層の速度値を固定（ $V_s=3000\text{m/s}$ ）させた．地盤モデルは7層モデルである．

$$V_p = 1.29 + 1.11V_s \quad (9)$$

$$\rho = 1.2475 + 0.399V_p - 0.026V_p^2 \quad (10)$$

$$Misfit = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [\log(O_i) - \log(C_i)]^2} \quad (11)$$

表 3 逆解析に関する条件

Item	Value
Unknown parameter	Vs, H, R/L
Binary digit	8
Population	20
Generation	100
Crossover probability	0.7
Mutation probability	0.01
Initial temperature	100
Crossover raise per temperature	1
Layer	7
Repetition	10
Binding condition	continuous medium velocity, basement: 3000m/s (fixed)

3.1.5 S波速度構造の推定結果

コーダ波H/Vスペクトルの逆解析により得られたH/Vスペクトル及びS波速度構造，ならびに既往のS波速度構造^{13), 14)}を図9に示す．本研究では，ハイブリッド法における初期乱数を10回変えて試行しているが，各試行において解集団*population*の残差二乗和*Misfit*が小さい10モデルを格納しおき，最終的に全10試行分の合計100（10モデル×10試行）モデルのうち*Misfit*が小さい10モデルを抽出して，これらを図9に示した．H/Vスペクトル及びS波速度構造の赤太線は，逆解析により得られた最良モデルである．また，S波速度構造の破線は未知変数 V_s 及び層厚 H の検索範囲であり，全層を合わせた深度の検索範囲は2000mである．なお，逆解析における表面波H/Vスペクトルの計算は，レイリー波，ラブ波とともに基本（0次）～5次モードまでを扱った．

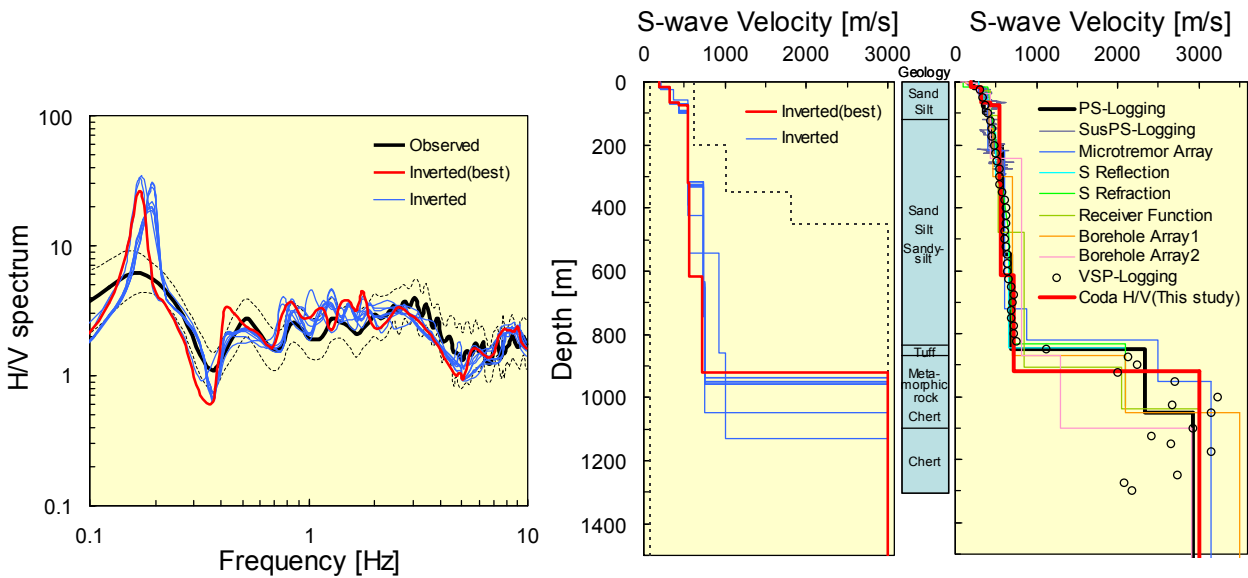


図 9 逆解析により得られた H/V スペクトル及び S 波速度構造，既往 S 波速度構造^{13), 14)}（成田観測点）

10モデルのS波速度構造結果において速度構造の推定にばらつきがあるものの，大局的な速度構造の傾向は類似している．各モデルにおける地震基盤（ $V_s=3000\text{m/s}$ ）から表層までの走時は $1.59 \pm 0.07\text{s}$ であり，およそ4.4%の範囲に分布している．また，それぞれのモデルにおけるH/Vスペクトルは，0.15～0.2Hz付近を除きコーダ波H/Vスペクトルの標準偏差（ $\pm 1\sigma$ ）内にほぼ収まっており，観測スペクトルを概ね

再現できている。最良モデルにおいて、レイリー波とラブ波の水平振幅比 R/L は0.1～0.5Hzにおいて0.949、0.5～1Hzにおいて0.900、1～5Hzにおいて0.506、そして5～10Hzにおいて0.598が得られた。

また、図9右には本結果とPS検層、微動アレイ探査、S波地震探査、レシーバ関数、鉛直アレイ地震観測（地盤同定解析）等による速度構造^{13), 14)}結果との比較を示したが、本逆解析による結果は調和的である。最良モデルによる地震基盤面の深度は約GL-920mと推定され、若干深度が深いもののGL-870m付近に深に分布する先新第三系の三波川帯に概ね対応している。堆積層サイトにおける実データへの適用性検討を通じて、コーダ波H/Vスペクトルの逆解析から地震基盤までのS波速度構造を概ね精度良く推定できることが示された。

3.2 都路観測点（岩盤サイト）における適用性検討

3.2.1 地質及び地盤物性

防災科学技術研究所により地表からGL-103mまでのボーリング調査が実施され、地質状況はGL-8mまでは表土、GL-8m以深は白亜紀前期の細・中粒黒雲母花崗岩が分布する。浅部の花崗岩は風化を受けて $V_s=270\text{m/s}$ を示すが、GL-20m以深で $V_s=970\text{m/s}$ 、GL-40m以深では $V_s=3060\text{m/s}$ を呈し、深部ほど速度値が高くなっている。

3.2.2 データ

解析に用いたデータは成田観測点と基本的には同じであるが、都路観測点では2006年伊豆半島東方沖地震（M5.8, M5.1）が記録されていないため、これらを除く合計14地震となった。14地震は何れも震央距離100km以上、見掛け入射角 80° 以上である。

3.2.3 S波速度構造の推定結果

図10には、コーダ波H/Vスペクトルのそれぞれの平均ならびに平均±標準偏差（ 1σ ）の重ね書きを示す。都路観測点のコーダ波H/Vスペクトルも地震毎にばらつきはあるものの、特徴的なスペクトルのピークやトラフが共通して存在し、対象地震の震源方位や震源特性が多様であるにもかかわらず安定したスペクトル形状を呈している。先の成田観測点とは異なり、1Hz以上の高周波数側に主要なピークやトラフを有する。

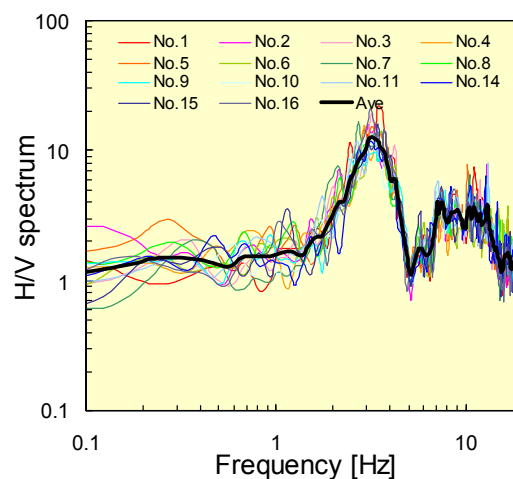


図10 都路観測点におけるコーダ波H/Vスペクトル（14地震）

次に、コーダ波H/Vスペクトルの逆解析により得られたH/Vスペクトル及びS波速度構造、ならびに既往のS波速度構造¹⁴⁾を図11に示す。H/Vスペクトル及びS波速度構造の赤太線は、逆解析により得られた最良モデルである。また、S波速度構造の破線は未知変数 V_s 及び層厚 H の検索範囲であり、全層を合わ

せた深度の検索範囲は200mである。なお、逆解析における表面波H/Vスペクトルの計算は、レイリー波、ラブ波ともに基本(0次)~3次モードまでを扱った。

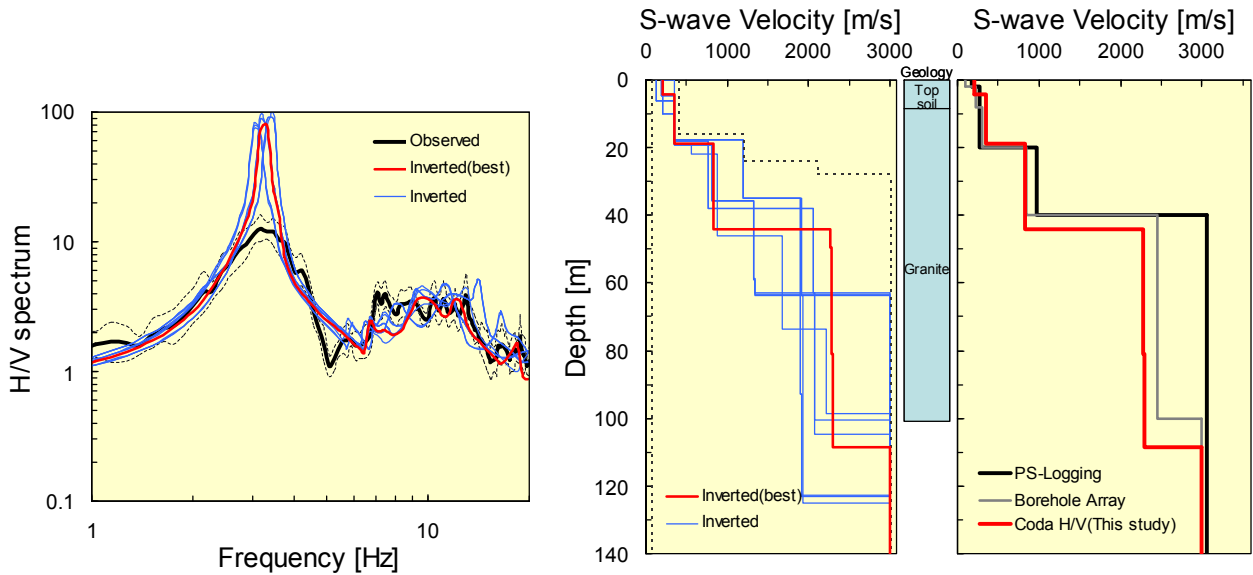


図 11 逆解析により得られた H/V スペクトル及び S 波速度構造，既往 S 波速度構造¹⁴⁾ (都路観測点)

10モデルのS波速度構造結果において速度構造の推定にばらつきがあるものの、大局的な速度構造の傾向は類似している。また、それぞれのモデルにおけるH/Vスペクトルは、3Hz付近のピークを除きコーダ波H/Vスペクトルの標準偏差($\pm 1\sigma$)内にほぼ収まっており、観測スペクトルを概ね再現できている。最良モデルにおいて、レイリー波とラブ波の水平振幅比 R/L は1~5Hzにおいて0.580、5~10Hzにおいて0.574、そして10Hz以上において0.895が得られた。なお、各モデルにおける地震基盤から表層までの走時は $0.13 \pm 0.02s$ でおよそ15.4%の範囲に分布し、成田観測点に比べてモデル間のばらつきが大きい。モデル間のばらつきが大きいことについては、観測スペクトルのピークやトラフが高周波数側に位置して比較的単峰型のスペクトル形状を呈しており、逆解析において一義的な解を得るのが難しいスペクトル特性となっている可能性がある。図11右には、本結果とPS検層、鉛直アレイ地震観測(地盤同定解析)による速度構造¹⁴⁾結果との比較を示したが、本逆解析による最良モデルは特に鉛直アレイ地震観測による速度構造と調和的である。岩盤サイトにおける実データへの適用性検討を通じて、コーダ波H/Vスペクトルの逆解析から地震基盤までのS波速度構造を概ね精度良く推定できることが確認できた。

4. 議論

4.1 レイリー波とラブ波の水平振幅比 R/L がS波速度構造の推定に与える影響

本研究では、逆解析の際の表面波H/Vスペクトルの計算において、0.1~0.5Hz、0.5~1Hz、1~5Hz、5~10Hz及び10Hz以上の5周波数帯に分けた周波数依存型 R/L を未知変数として扱った。コーダ波のH/Vスペクトルを逆解析に利用する場合、地震波の到来方向や震源の深さにより R/L が周波数毎に異なることが予想されるため、ここでは、 R/L がS波速度構造の推定に与える影響について成田観測点を事例に検討を加える。

先のコーダ波H/Vスペクトルの逆解析により得られた、10モデルにおけるレイリー波とラブ波の水平振幅比 R/L を図12に示す。 R/L は周波数帯毎に異なった値を有しており、1Hzより低周波数側で0.8~1.0程度、高周波数側で0.5~0.6程度と周波数依存性を呈している。また、それぞれの周波数帯が持つ R/L のばらつきに違いがあり、高周波数側に比べて低周波数側でばらつきがより大きい傾向にある。図13には、

Kurose and Yamanaka¹⁹⁾に倣ってS波速度及び層厚の解の収束状況を示したが、地盤浅部の第1層～第3層はばらつきが小さく、一方、より地盤深部となる第4層～第6層はばらつきが大きい結果が得られている。低周波数側の R/L は深部地盤構造に関連していると考えられ、低周波数側のやや大きなばらつきは地盤深部のS波速度と層厚のばらつきに影響している可能性があり、トレードオフの関係が生じていることが推測される。ここで、 R/L がS波速度構造の逆解析に与える影響をみるため、Arai and Tokimatsu⁵⁾と同様にレイリー波とラブ波の水平振幅比 $R/L=0.7$ (周波数一定)を仮定した逆解析を試み、その結果を図14に示した。逆解析に関する条件は R/L の扱いを除けば図9と同様であるが、本結果より $R/L=0.7$ の場合には観測スペクトルを十分に再現できず、その影響が図14右に示すS波速度構造の推定精度の低下を引き起こしていると考えられる。

このように、レイリー波とラブ波の水平振幅比 R/L はS波速度構造の推定に影響を与えることが示唆され、コーダ波H/Vスペクトルの逆解析において R/L の考慮は重要と考えられる。現状、地震動の周期帯(長周期～やや長周期、やや短周期、短周期、極短周期)を参考に、5周波数帯に分けた周波数依存型 R/L を扱っているが、逆解析において考慮すべき R/L の周波数依存性の詳細については今後の課題としたい。

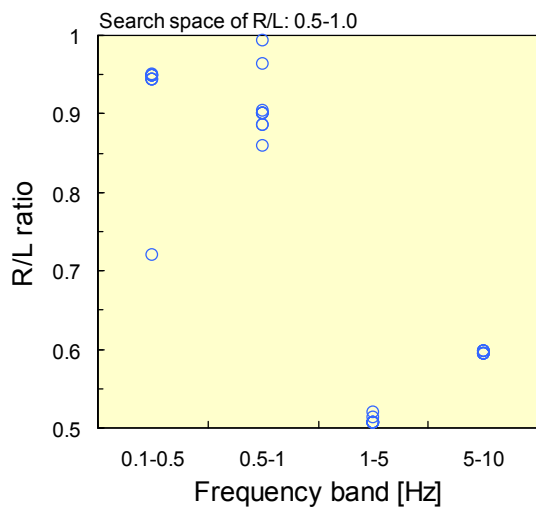


図12 レイリー波とラブ波の水平振幅比 R/L の解の収束状況 (成田観測点 10 モデル)

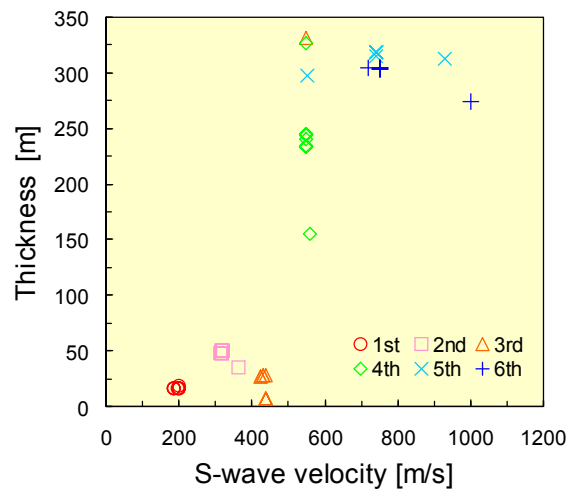


図13 S波速度及び層厚の解の収束状況 (成田観測点 10 モデル)

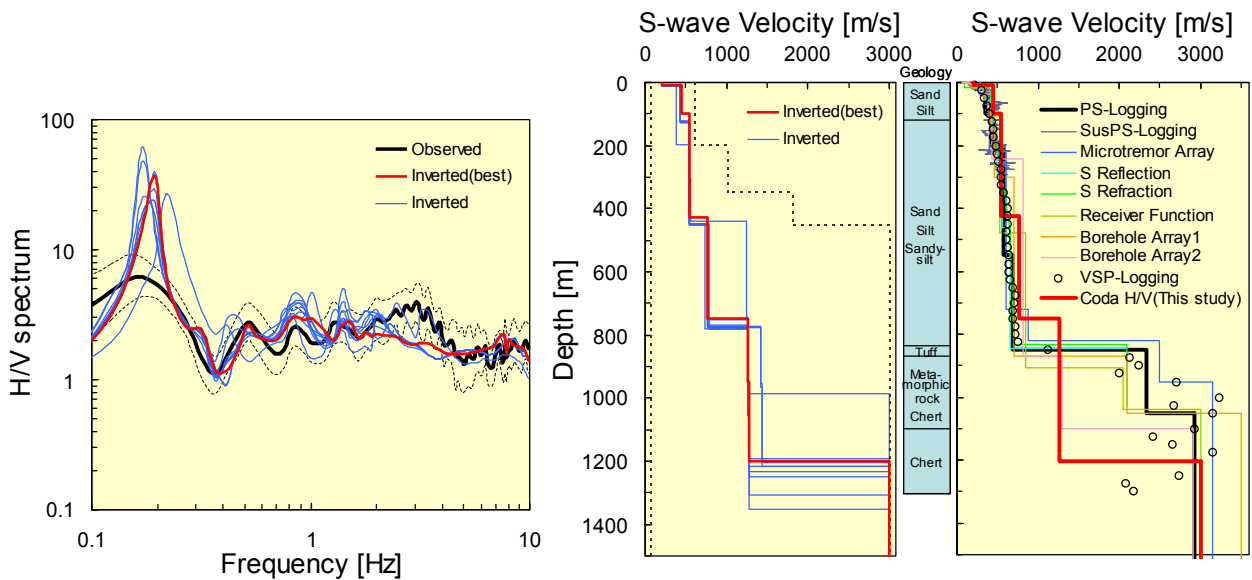


図14 レイリー波とラブ波の水平振幅比 $R/L=0.7$ を仮定した逆解析により得られたH/Vスペクトル及びS波速度構造、既往S波速度構造^{13), 14)}(成田観測点)

4.2 レイリー波H/Vスペクトルによる逆解析結果との比較

ここでは、成田観測点においてレイリー波H/Vスペクトルによる逆解析を実施し、表面波H/Vスペクトルとレイリー波H/Vスペクトルによるそれぞれの逆解析結果を比較検討する。図15には、レイリー波H/Vスペクトルの逆解析により得られたH/Vスペクトル及びS波速度構造、ならびに既往のS波速度構造^{13), 14)}を示す。逆解析に関する条件は、これまで示した表面波H/Vスペクトルのそれと同一であり、H/Vスペクトルの計算はレイリー波の基本(0次)モードを扱った。

本結果より、逆解析により得られたH/Vスペクトルはおよそ0.4~4Hzでフィッティングが悪く、レイリー波H/Vスペクトルでは観測のスペクトル形状を十分に説明することは難しい。一方で、逆解析により得られたS波速度構造は速度構造の推定にばらつきがあるものの、既往のS波速度構造^{13), 14)}に対して大局的な速度構造の傾向は類似している。逆解析結果は観測のスペクトル形状を十分には再現できていないものの、およそ0.4Hz以下の特徴的なピークやトラフの周波数が押さえられているため、これらに対応する地盤深部(地震基盤相当)の速度構造が精度良く推定されている。

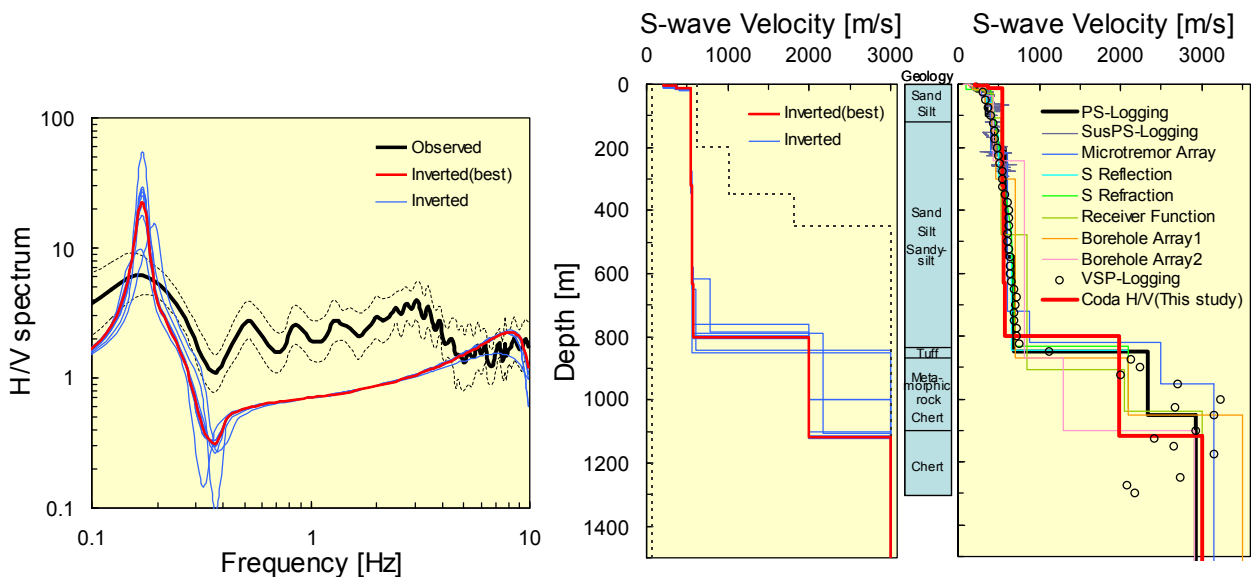


図15 逆解析により得られたレイリー波 H/V スペクトル及び S 波速度構造，既往 S 波速度構造^{13), 14)} (成田観測点)

次に、表面波H/Vスペクトルとレイリー波H/Vスペクトルにより得られるそれぞれのS波速度構造(図9右, 図15右)を比較すると、レイリー波H/VスペクトルによるS波速度構造はおよそGL-100mより浅部において高速度を呈して、既往のS波速度構造^{13), 14)}とも乖離していることが示される。図16には、微動アレイ探査より得られた位相速度分散曲線¹⁴⁾と、表面波H/Vスペクトル及びレイリー波H/Vスペクトルから推定されたS波速度構造による位相速度分散曲線との比較、ならびに逆解析により得られた地盤浅部(GL-0~300m)のS波速度構造及び既往のS波速度構造^{13), 14)}を示したが、およそ1Hzより高周波数側でレイリー波H/Vスペクトルによる位相速度の方が高速度を呈し、この結果はGL-80m付近より浅部の高いS波速度構造に表れている。

成田観測点の地盤浅部から深部にいたるS波速度構造を精度良く推定するためには、逆解析において観測スペクトルを十分に説明(フィッティング)できるH/Vスペクトルのモデルを適用することが重要であり、逆解析においてレイリー波の基本モードのみならず高次モードの影響やラブ波の影響を考慮することが必要不可欠であることがわかった。

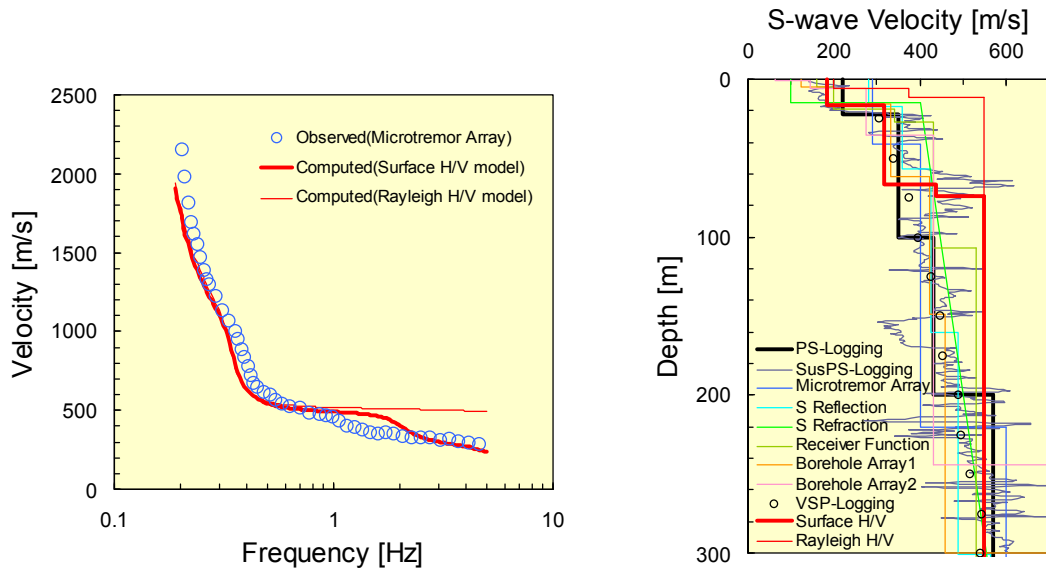


図 16 表面波 H/V スペクトル及びレイリー波 H/V スペクトルから推定された S 波速度構造による位相速度分散曲線、及び微動アレイ探査による位相速度分散曲線¹⁴⁾の比較(左)、逆解析により得られた地盤浅部の S 波速度構造及び既往 S 波速度構造^{13), 14)}(右)

5. まとめ

微動H/Vスペクトルを説明するために提案された表面波H/Vスペクトル理論を用いて、地表1点の地震記録によるコーダ波H/Vスペクトルの逆解析からS波速度構造を推定することを試み、新たな速度構造推定手法としての可能性を検討した。表面波H/Vスペクトルは、従来から多く用いられているレイリー波基本モードH/Vスペクトルに対して高次モードの影響、水平成分におけるラブ波の影響を考慮するものであるが、本研究ではさらに加振源（レイリー波とラブ波の水平振幅比の周波数依存性）の影響を考慮し、S波速度構造の推定精度の向上を図った。手法の適用性検討として、堆積層サイトである成田観測点、ならびに岩盤サイトである都路観測点において検討を行った。

成田観測点における適用では、当該観測点におけるPS検層、微動アレイ探査、S波地震探査、レシーバ関数、鉛直アレイ地震観測（地盤同定解析）等による速度構造と調和的な結果が得られた。また、都路観測点においても、PS検層、鉛直アレイ地震観測による速度構造結果の比較から、特に鉛直アレイ地震観測による速度構造と調和的な結果が得られた。実データへの適用性検討を通じて、コーダ波H/Vスペクトルの逆解析から地震基盤までのS波速度構造を概ね精度良く推定できることが確認できた。

コーダ波H/Vスペクトルのフィッティングにより地盤浅部から深部にいたるS波速度構造を精度良く推定するには、レイリー波の基本モードのみならず高次モードの影響やラブ波の影響、さらにはレイリー波とラブ波の水平振幅比の影響を考慮することが必要不可欠であることが示された。なお、コーダ波H/Vスペクトルに用いる地震の条件として、深さ20km以浅、見掛け入射角80°以上の内陸地殻内地震を選択しているが、本手法の残された課題の一つとして、地震の選定条件がS波速度構造の推定に与える影響を検討していく必要がある。

本手法は、PS検層や鉛直アレイ地震観測（地盤同定解析）に比べ精度面で劣るという欠点があるものの、必要となるデータが地表1点での地震観測記録でよいいため大きな利便性がある。近年、全国に多数展開されている地震観測点（高密度強震観測網）のデータに本手法を適用し、全国の地下構造モデル構築に有効活用できることが期待される。

謝 辞

本研究では、(独)防災科学技術研究所の基盤強震観測網(KiK-net)成田観測点及び都路観測点の地震観測記録、ならびに表層地盤構造情報を使用させて頂いた。また、地震諸元は気象庁一元化震源データによった。表面波H/Vスペクトルにおけるレイリー波・ラブ波のミディアムレスポンス⁷⁾の算出には、横浜市立大学名誉教授の斎藤正徳先生の計算プログラムDISPER80²⁰⁾を使用させて頂いた。3名の査読者からは、貴重なコメントを頂いた。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 佐藤智美, 川瀬 博, 松島信一: 微動とS波, P波, codaから求められる地盤特性の違いとその理論的解釈, 地震2輯, Vol.51, No.3, 1998, pp.291-318.
- 2) 岡田 廣, 凌 甦群, 石川 顕, 宮腰 研: 微動のアレイ観測中に記録された地震動のコーダ部分に含まれるレイリー波の位相速度推定, 日本地震学会講演予稿集, 1993, pp.106.
- 3) 福元俊一, 山中浩明, 翠川三郎, 入江紀嘉: 微動と地震動の水平アレイ観測によるやや長周期帯域地震動の評価 - 京葉臨海地域におけるS波速度構造と表面波の波動特性 -, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第4号, 2004, pp.87-106.
- 4) 畠 一樹, 澤田 勉, 三神 厚, 岡本輝正: 1観測点における地震動の水平/鉛直スペクトル比の位相を用いたレイリー波卓越方向の推定と検証, 日本地震工学会論文集, 第5巻, 第4号, 2005, pp.15-24.
- 5) Arai, H., and K. Tokimatsu: S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectra, Bull. Seism. Soc. Am., vol.94, no.1, 2004, pp.53-63.
- 6) 澤田 勉, 三神 厚, 辻原 治, 不可三広和: 1地点の微動のH/Vスペクトル比を用いたS波速度構造の同定と精度の検討, 第11回日本地震工学シンポジウム, 2002, pp.363-366.
- 7) Harkrider, D. G.: Surface waves in multilayered elastic media, part I, Bull. Seism. Soc. Am., vol.54, no.2, 1964, pp.627-679.
- 8) Haskell, N. A.: The dispersion of surface waves on multilayered media, Bull. Seism. Soc. Am., vol.43, no.1, 1953, pp.17-34.
- 9) 新井 洋, 時松孝次: レイリー波とラブ波の振幅比が微動H/Vスペクトルに与える影響, 日本建築学会大会学術講演梗概集(関東), 構造, 1997, pp.199-200.
- 10) 高橋広人, 福和伸夫, 鈴木章弘, 木村憲司, 飛田 潤, 平墳義正: 地形改変の進んだ丘陵地における浅部地盤モデルの構築(その4)H/Vスペクトルに基づく地盤モデル修正の適用性に関する検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集(近畿), 構造, 2005, pp.207-208.
- 11) 澤入雅弘, 中村竜平, 多田 卓, 篠崎祐三: つくば地域における常時微動の広帯域アレイ探査 - その2.H/Vスペクトル比 -, 日本建築学会大会学術講演梗概集(関東), 構造, 2006, pp.77-78.
- 12) 久田嘉章: 首都直下地震(東京湾北部地震)強震動予測計算資料, <http://kouzou.cc.kogakuin.ac.jp/>, 2007, pp.1-6.
- 13) 山水史生: 関東地域の中深層地殻活動観測井を利用したVSP法速度構造調査, 防災科学技術研究所研究資料, 第251号, 2004, pp.1-75.
- 14) 原子力発電技術機構, 原子力安全基盤機構: 平成13~17年度 原子力発電立地調査に関する報告書(地震波伝ば特性評価法調査), 2002-2006.
- 15) 時松孝次, 新井 洋: レイリー波とラブ波の振幅比が微動の水平鉛直スペクトル比に与える影響, 日本建築学会構造系論文集, No.511, 1998, pp.69-75.
- 16) 山中浩明: ハイブリッドヒューリスティック探索による位相速度の逆解析, 物理探査, Vol.60, No.3, 2007, pp.265-275.
- 17) 狐崎長琅, 後藤典俊, 小林芳正, 井川 猛, 堀家正則, 斉藤徳美, 黒田 徹, 山根一修, 奥住宏一: 地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定, 自然災害科学, 9-3, 1990, pp.1-17.
- 18) Ludwig, W. J., J. E. Nafe and C. L. Drake: Seismic Refraction, The sea, vol.4, edited by Maxwell, A., Wiley InterScience, New York, 1970, pp.53-84.
- 19) Kurose, T., and H. Yamanaka: Joint inversion of receiver function and surface-wave phase velocity of

- sedimentary layers, Geophysical Exploration (BUTSURI-TANSA), Vol.59, No.1, 2006, pp.93-101.
- 20) Saito, M.: DISPER80: A subroutine package for the calculation of seismic normal-mode solutions, in D. J. Doornbos ed., Seismological Algorithms, 1988, pp.293-319, Academic Press.

(受理 : 2009年 4月 7日)
(掲載決定 : 2009年12月17日)

Estimation of S-wave Velocity Profile by Inversion of Coda H/V Spectrum

KOBAYASHI Genyuu ¹⁾ and MAMADA Yutaka ²⁾

- 1) Non-Member, Chief Researcher, Japan Nuclear Energy Safety Organization (JNES), B. Sci.
2) Non-Member, Chief Researcher, Japan Nuclear Energy Safety Organization (JNES), Dr. Sci.

ABSTRACT

A new method using inversion of coda H/V spectrum is examined to estimate the S-wave velocity profile down to seismic bedrock. The inverse analysis is based on the theoretical H/V spectrum of surface wave proposed for microtremor H/V spectra analyses. In order to confirm the applicability of this estimating method, the coda H/V spectra analysis are conducted at KiK-net Narita and Miyakoji observatory sites using three-component seismometers. The estimated S-wave velocity profiles are consistent with the available profiles derived from the PS loggings, vertical seismic array analyses and other explorations. It becomes clear that the inversion of coda H/V spectrum can almost estimate the S-wave velocity profile down to seismic bedrock. To conduct the inverse analyses sufficiently well, it is necessary to consider the effects of the higher modes of Rayleigh and Love waves, especially Rayleigh-to-Love-wave amplitude ratio for horizontal motions.

Key Words: H/V Spectrum, S-wave Velocity Profile, Microtremor, Coda Wave, Rayleigh Wave, Love Wave, Fundamental/Higher Mode, Loading Source