

表面波分散を利用した地下構造解析について (2) :
地下構造と表面波分散との対応

星 野 治

Comments on Underground Structure Analysis with Surface Wave Dispersion:
2. Relationship between Underground Structure and Surface Wave Dispersion.

Osamu Hoshino

1. はじめに

著者は前稿 (星野, 2015) において、表面波分散を利用した地下構造解析にまつわる課題のうち、著者が以前から気に懸けていることをいくつか簡潔に論述した。

本稿では、前稿の宿題の一つであった“数値シミュレーション”の結果を示しながら、地下構造と表面波分散との対応関係を、図面を通して定性的に理解したいと思う。

表面波分散の理論については多数の文献があるが、特に実際の数値計算を意識したものとして、斎藤正徳博士の一連の著作 [たとえば、斎藤 (1979)、Saito (1988)、斎藤・栉沢 (1993)、斎藤 (2009)、等々] がとても解りやすく丁寧に記されているので、必要に応じて参照されたい。

本稿にて述べる表面波位相速度の数値計算には、斎藤博士の開発した DISPER80 (Saito, 1988) に若干の手直しを加えた FORTRAN ソースコード [IASPEI にて配布されたソースコードのうち、単精度計算の部分を倍精度計算化したもの。斎藤・栉沢 (1993) において“配布予定”等々と記述されているソースコードとは異なる] を利用した。

2. 数値シミュレーションの前提条件

解釈を容易にする目的で、以下のような条件設定を行う。

まず、表面波について、次のように条件を設定する。

- ・ 取り扱う表面波は、Rayleigh 波のみである。本稿では以後、単に表面波といえはすべて“基本モードの Rayleigh 波”を意味する。
- ・ Rayleigh 波のモードには「基本モード」や「高次モード」などがあるが、ここでは「基本モード」のみに注目する。
- ・ Rayleigh 波の速度には「位相速度」および「群速度」があるが、ここでは前者の「位相速度」のみを取り扱う。

次に、地下構造について、次のように条件を設定する。

- ・ 取り扱う地下構造は、完全等方弾性体のみからなる。
- ・ 取り扱う地下構造は、「表層」、「最下部層」、および左記の両者に挟まれた「中間層」からなる水平成層構造である。
- ・ 地表面よりも上部は、真空である。
- ・ 中間層は、一層のみとする。
- ・ 最下部層の層厚は、無限大である (このため、最下部層を“半無限層”ともいう)。

- ・ 表面波分散を計算するうえで必要な物理パラメータ（各層の上面深度、弾性波速度、密度）は、表1に示すとおりである。
- ・ 表面波分散を計算する周期範囲は、0.1 秒～100 秒である。

表1に示す各パラメータの値は必ずしも、現存する特定の場所の、より複雑な地下構造を直接参照したものではない。しかし、本稿の目的からいえば、表1に示すような程度の単純な地下構造モデルを設定することで、十分に事が足りる。別の言い方をすれば、今回設定したモデルは、本稿の目的である“地下構造と表面波分散との対応への理解”を視覚的に行うための、必要最小限なパラメータから成り立っている。今回よりも単純な地下構造モデルでは、十分な考察ができなくなるおそれがある。逆に、今回以上に複雑な地下構造モデルでは、変化させるべきパラメータが多くなるために、かえって考察の妨げになりかねない。前稿（星野、2015）でも述べたとおり、理論構成や計算手法の限界の都合によって、実際にはかなり単純化したモデルを用いて考察せざるを得ない。

表1に示す各パラメータのうち、表面波分散に特に強く影響するものは「S波速度」および「各層の上面深度（あるいは各層の層厚）」の二種類であることが、経験上知られている。この「経験則」を実際の数値シミュレーションを通して再確認することもまた、本稿の目的の一つである。表1では、まず地下構造モデルの「S波速度」および「各層の上面深度」を先に決めておき、次に各層のS波速度に対応する「P波速度」や「密度」は、海洋性地殻の上部マントル以浅の領域に対して実測された弾性波速度および密度の統計データ（Ludwig et al., 1970）を参考に決めた。つまり、表1に示す弾性波速度および密度のパラメータの組み合わせは、実際の地球の平均的な構造を反映した、妥当な値であるといえる。本稿では詳述を控えるが、P波速度や密度をS波速度の関数として扱うことは、表面波分散を用いた地下構造逆解析の際に有益な手法の一つである。

また、本来取り扱うべき周期範囲（理論上の周期範囲）は、直流（周期0秒）から始まる連続したすべての周期（最大周期は ∞ 秒）であるが、実際の数値計算においては、有限有効桁数による有限回の数値計算を、離散的に設定した周期に対して個別に行わなければならない。これが、表面波分散の計算対象となる周期範囲に、上下限を設ける根拠である。地震学分野で主に注目する周期はおおむね10秒以上、物理探査分野で主に注目する周期はおおむね10秒以下である。今回は、前稿（星野、2015）において示したIASP91モデルに対する分散データ図面の表示範囲が、周期0.1秒～100秒であることを考慮した。

表1 数値シミュレーションのために設定した地下構造のパラメータ

パラメータ	上面深度 (m)	P波速度 (km/s)	S波速度 (m/s)	密度 (10^3kg/m^3)
表層	0	1.55	100	1.67
中間層	100	1.61	200	1.72
最下部層 (半無限層)	200	1.69	300	1.78

3. 数値シミュレーション (1) : S波速度が変化する場合

まず、表1に示すパラメータをそのまま用いて計算した、Rayleigh波基本モードの位相速度を図1に示す。図1は、以後の数値シミュレーションの基準となる図である。

図1左側は周期と位相速度との対応関係を、同じく右側は深度とS波速度との対応関係 (S波速度構造図) を、それぞれ示す。図1左側の横軸は周期 (常用対数表記) を、縦軸は位相速度を表す。

周期が大きくなるに従い、位相速度はある一定値から漸次増加して、再びある一定値に収束していくことがわかる。このように、周期とともに位相速度が変化する現象を、「位相速度の分散」という。また、図1左側に示すような位相速度の変化曲線を「位相速度分散曲線」、あるいはもっと省略して単に「分散曲線」という。ちなみに、物理探査の現場で分散曲線といえば、通常は“Rayleigh波基本モードの位相速度分散曲線”であることが多い。前章2. で設定したシミュレーションの条件を踏まえて、本稿では以後、単に分散曲線と表記する場合、上記の“Rayleigh波基本モードの位相速度分散曲線”を意味する。

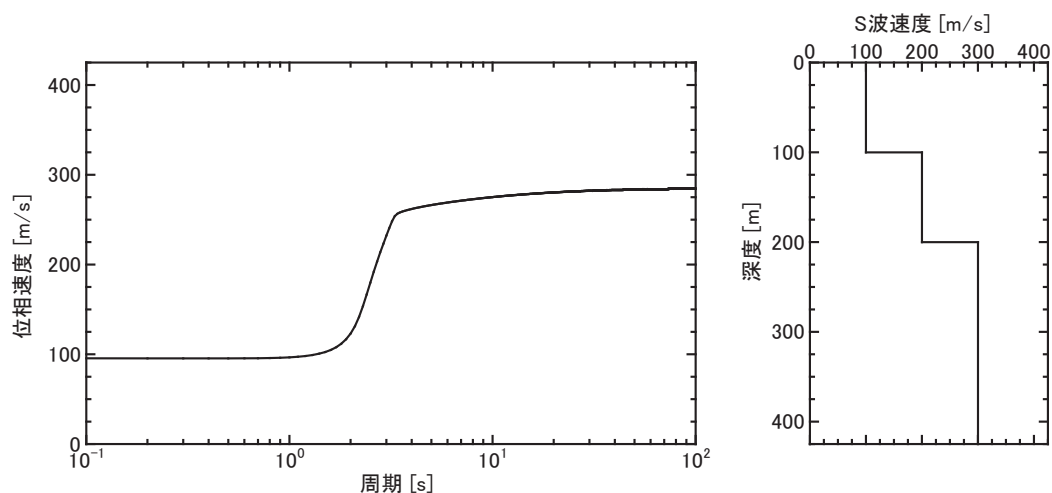


図1 数値シミュレーションの基準となる地下構造モデル (表1) から計算した分散曲線

図2は、図1において表層 (第一層) のS波速度を変化させた場合の分散曲線である。図2中の太実線は、図1に示した基準値を表す。

今回用いた地下構造モデルでは、表層 (第一層) のS波速度が小さいほど、短周期側の位相速度の始まりの値も小さい。ここで面白いのは、S波速度が小さい場合と大きい場合とで、分散曲線の形状に大きな違いがみられることである。S波速度が最も小さい場合、周期約7秒~約20秒の間の分散曲線は、複数個の変曲点を示しながら急激に増加して、ある一定値に至る。それに対して、S波速度が中間層 (第二層) での値に近くなるにしたがい、分散曲線の複雑さは徐々に見られなくなる。

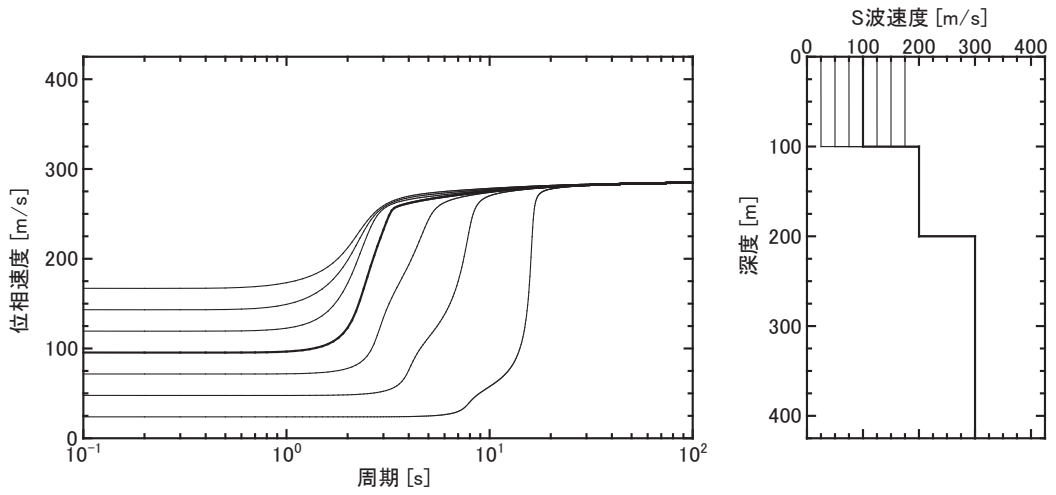


図2 表層のS波速度を変化させた場合の分散曲線
(図中の太実線は図1の基準値を示す)

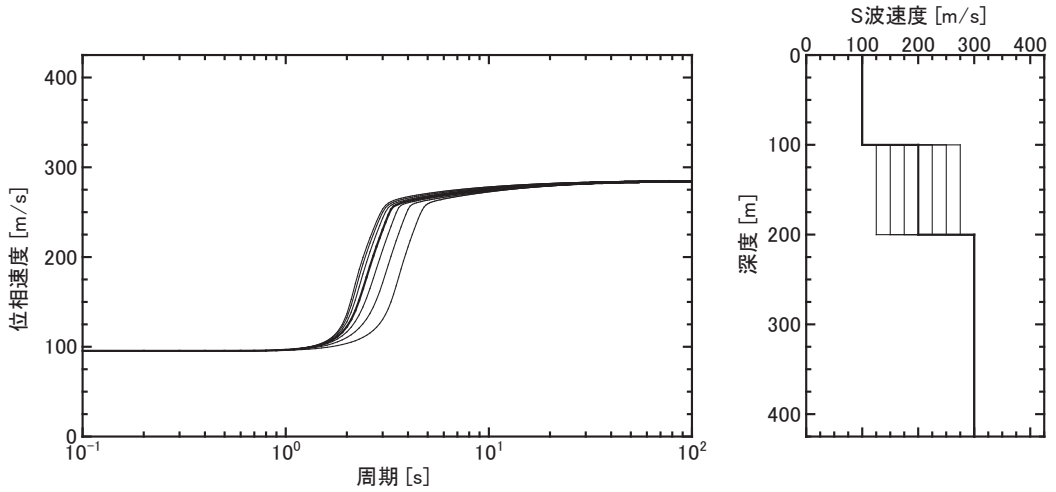


図3 中間層のS波速度を変化させた場合の分散曲線
(図中の太実線は図1の基準値を示す)

ここに、図2左側の横軸は、常用対数表記であることに注意されたい。つまり、横軸が小さい値になるほど、分散曲線は大きく拡大されて表示される。図2からわかることは、表層のS波速度が中間層(第二層)での値と比較して十分に小さくなるほど、より広い周期の範囲で分散曲線の凹凸は顕著になる傾向を示すということである。

ちなみに、長周期側で位相速度の収束値が共通しているのは、最下部層(第三層)のS波速度が同じであることの反映である。前稿(星野、2015)でも述べたように、短周期側から長周期側にかけて、位相速度は最小S波速度[ここでは表層(第一層)のS波速度]よりもやや小さい値で始まり、最大S波速度[ここでは最下部層(第三層)のS波速度]よりもやや小さい値に収束する。

図3は、図1において中間層(第二層)のS波速度を変化させた場合の分散曲線である。図3中の太実線は、図1に示した基準値を表す。

図2の場合と比較して明らかなおおりに、S波速度がかなりの幅をもって変化しているにも関わらず、分散曲線の変化は図2ほど劇的には生じない。周期約1.0秒~約6.0秒の範囲で、曲線の増加部分がばらける程度である。言い換えれば、表層のS波速度の変化と比較して、中間層のS波速度の変化は、分散曲線にそれほど大きくは影響しないということである。ただし、この数値シミュレーションでは中間層が単一の層であることに注意する。また、S波速度の具体的な値によっては、今回示した以上に大きな分散曲線の変化が生じる可能性を否定しない。

ちなみに、短周期側と長周期側とで、位相速度の収束値が共通しているのは、表層(第一層)および最下部層(第三層)のS波速度が同じであることの反映である。

図4は、図1において最下部層(第三層)のS波速度を変化させた場合の分散曲線である。図4中の太実線は、図1に示した基準値を表す。

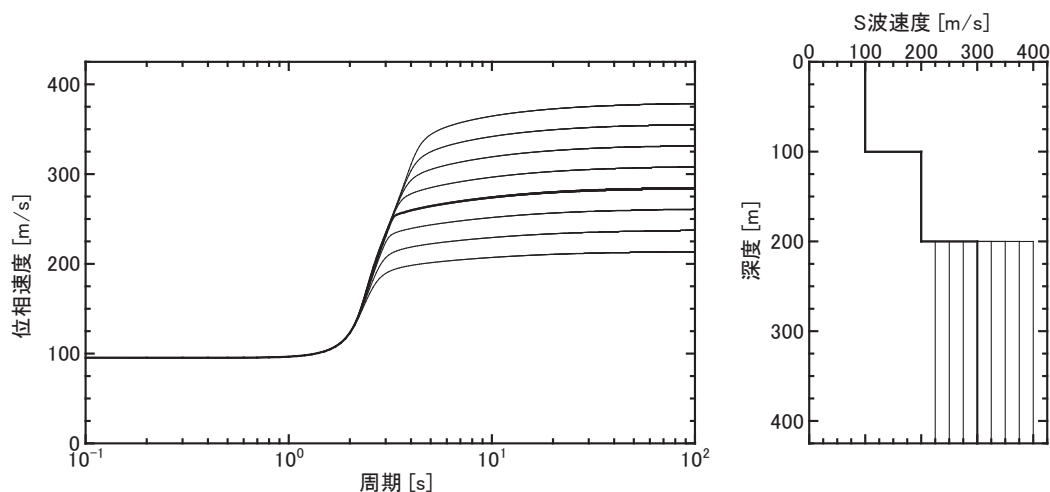


図4 最下部層のS波速度を変化させた場合の分散曲線
(図中の太実線は図1の基準値を示す)

図4からわかるとおり、最下部層のS波速度が規則的に変化すると、長周期側の分散曲線もまた規則的に変化することがわかる。短周期側の位相速度の収束値が共通しているのは、表層（第一層）のS波速度が同じであることの反映である。

図2と図4とを互いに比較すると、非常に面白いことがわかる。図2においては、小さいS波速度に対する分散曲線ほど、より凹凸の変化が複雑な曲線となっていく。反面、図4においては、どの分散曲線も、長周期側の位相速度の収束値が異なることを除き、曲線全般はほぼ類似した比較的単純な変化しか示さない。

このことは、表層（第一層）と最下部層（第三層）との境界条件の違いを反映していると思われる。つまり、表層（第一層）においては、表層上面と表層下面との間で多重反射する弾性波（Rayleigh波の生成に関係ある弾性波は、主にP波およびSV波である）や、中間層（第二層）から表層へ戻ってくる弾性波が存在し、これらの弾性波群が複雑に相互作用し合う。これに対して、最下部層（第三層）においては、上部の中間層（第二層）から入射した弾性波はそのまま“半無限”の深部へ伝播したきりで、再び浅部に戻ってくることがない。いわば、弾性波群の相互作用の複雑さの程度に応じて、分散曲線の形状にそれなりの変化が生じたと理解してよいであろう。図2において、表層（第一層）のS波速度が中間層（第二層）のS波速度に近くなるほど分散曲線が単純化していったのは、地下構造が「表層+中間層」で一つの層を形成する“一層半無限構造”に近づいていったからであるといえる。

4. 数値シミュレーション (2) : 各層の下面深度 (層厚) が変化する場合

前章 3. では、表1に示す地下構造のパラメータのうち、各層の上面深度を固定しておき、各層のS波速度を変化させた場合の分散曲線について、その特徴を簡潔に論じた。

本章では、各層のS波速度を固定しておき、各層の下面深度が変化する場合の分散曲線について考察する。

図5は、図1において表層（第一層）の下面深度を変化させた場合の分散曲線である。図5中の太実線は、図1に示した基準値を表す。

今回用いた地下構造モデルでは、表層（第一層）の下面深度が浅いほど、分散曲線の変化はより短周期側から現れる。図5から明らかなおおり、基準モデルの場合と比較して、表層（第一層）の下面深度が浅い [言い換えれば、表層（第一層）の層厚が薄い] ほど、分散曲線により複雑な凹凸が生じていることがわかる。

ただし、この凹凸が顕著にみられる周期範囲は、約0.2秒～約3.0秒と比較的狭い（繰り返しになるが、図5左側の横軸は“常用対数表記”であることに注意する）。下面深度が充分深く、最下部層（第三層）の上面へ近くなるにしたがい、分散曲線全体の変化はより単純な形状へと落ち着いていく。

短周期側と長周期側とで、位相速度の収束値が共通しているのは、表層（第一層）および最下部

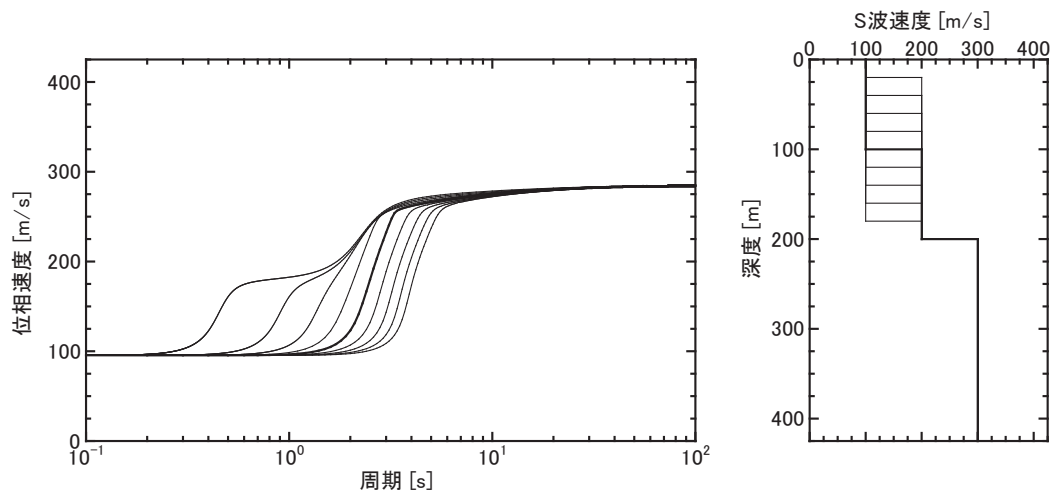


図5 表層の下面深度を変化させた場合の分散曲線
(図中の太実線は図1の基準値を示す)

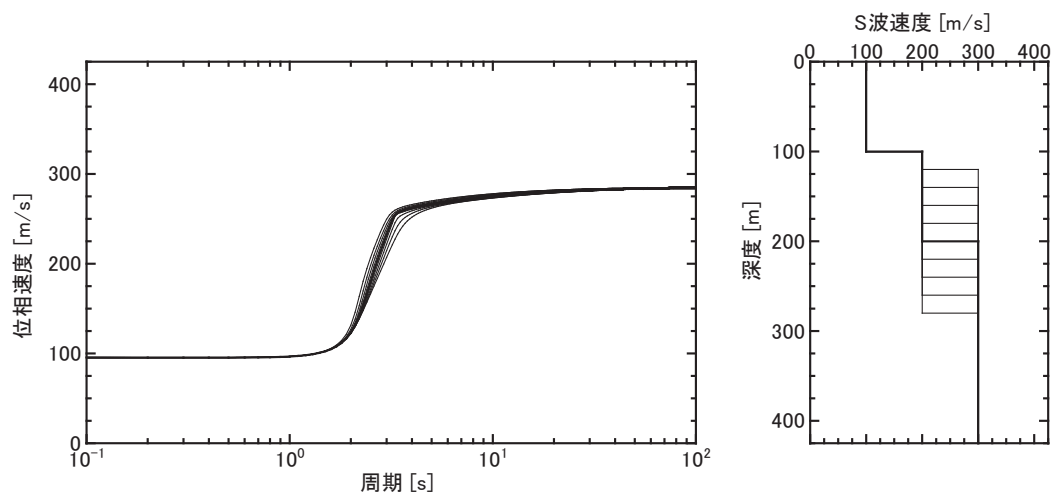


図6 中間層の下面深度を変化させた場合の分散曲線
(図中の太実線は図1の基準値を示す)

層（第三層）のS波速度が同じであることの反映である。

図6は、図1において中間層（第二層）の下面深度を変化させた場合の分散曲線である。図6中の太実線は、図1に示した基準値を表す。

図6からわかるとおり、中間層（第二層）の層厚は基準値の0.2倍～1.8倍と非常に大きく変化するのに対して、分散曲線は図5のような大きな変化を示さない。周期約2.0秒～約5.0秒の範囲で、位相速度に最大で±30m/s程度の差が生じるのみである。分散曲線の変化の程度は、図3の場合と比較して、明らかにずっと小さい。

図3や図6は、実際の観測現場において分散曲線の観測データが得られた場合、そのデータから中間層（第二層）のS波速度や層厚を精度良く推定することが、如何に難しいかを示している。ここで用いている地下構造モデルの中間層は単一層であるが、中間層を複数の層から構成する実用的なモデル逆解析においては、パラメータ推定の困難さがさらに強まることとなる。そのため、実際の物理探査の現場では、逆解析をより効率よく実施する目的で、他の調査結果（ボーリング調査など）の併用や、「遺伝的アルゴリズム」の導入を積極的に行っている。表面波分散を用いた地下構造逆解析における「遺伝的アルゴリズム」の適用については、たとえば長ほか（1999）などの先行研究や、文部科学省（旧・科学技術庁）地震関係基礎調査交付金の地下構造調査などの実例がある。逆解析については別稿に譲り、本稿ではこれ以上の言及を控える。

図7は、中間層（第二層）の層厚を一定（ここでは100.0m）に保ったまま、表層（第一層）の下面深度を変化させた場合の分散曲線を示す。図7中の太実線は、図1に示した基準値を表す。

図7を一見すると、既出の図5に酷似している。左記の両図を重ね合わせてみると、分散曲線の大きさの違いは約0.7秒～約7.0秒の周期範囲に見られる。といっても、左記の周期範囲で、表層（第

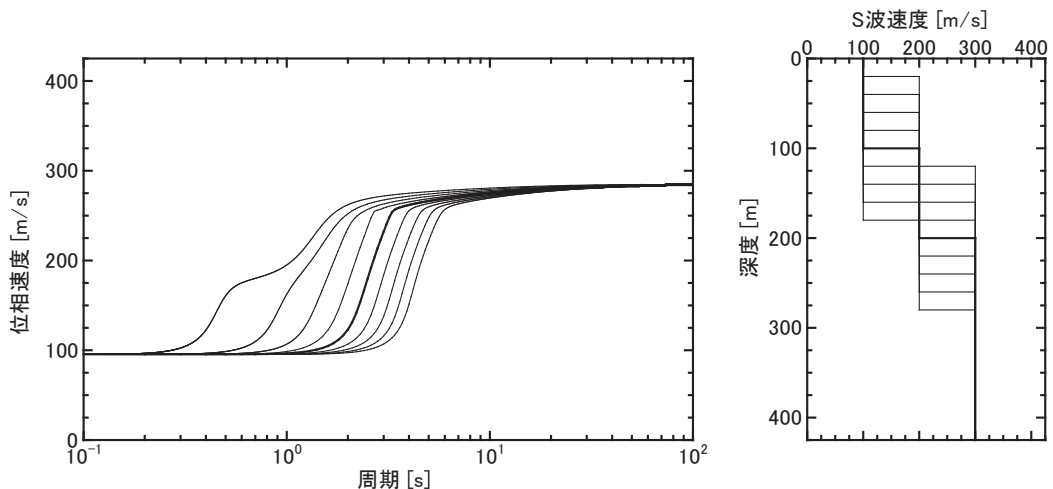


図7 中間層の層厚を一定に保ったまま表層の下面深度を変化させた場合の分散曲線
(図中の太実線は図1の基準値を示す)

一層)の下面深度のみを変化させる場合のほうが、若干大きい位相速度を示す程度である。その他、表層(第一層)が薄い場合の形状は、図5も図7も互いによく似ている。つまり、中間層の層厚変化よりも、表層の層厚変化のほうが、分散曲線の形状変化に大きく影響することがわかる。

5. 考察

前章2.の後半において、表面波分散に強く影響するのは、地下構造のS波速度および層厚(水平成層構造の場合)であるという経験則を述べた。たとえば図2および図4において示したように、表層(第一層)および最下部層(第三層)でのS波速度の変化は確かに、分散曲線の形状に対して劇的な変化をもたらしている。

そこで比較のために、表層(第一層)あるいは最下部層(第三層)のP波速度のみまたは密度のみを基準モデルの値から極端に変化させた場合、得られる分散曲線が基準モデルの分散曲線からどの程度ずれるかを調べた。その計算結果を図8および図9に示す。図8はP波速度のみを変化させた場合、図9は密度のみを変化させた場合である。図8および図9における「相対残差」とは、基準モデルの位相速度を C_0 、P波速度のみまたは密度のみを変化させたモデルの位相速度を C_x とするとき

$$\text{相対残差} = (C_0 \text{ と } C_x \text{ との差}) \div C_0$$

として計算したものである。

今回の数値シミュレーションでは二倍精度の計算(有効桁数は16桁前後)を行っているが、非常に小さな絶対値の数値に何度も加減乗除算を施す関係上、桁落ちや積み残しの影響を完全に免れることは困難である。したがって、図8および図9の左下図に示した相対残差曲線に見られる非定常な形状変化は、実際の相対残差と数値計算の累積誤差と、両方の影響を積算したものであると考えられる。ここでは、相対残差がどの程度の大きさであるかを知りたいので、曲線形状の詳細については触れない。

図8および図9からわかるとおり、P波速度や密度を変化させた場合の位相速度の相対残差の上限は、P波速度の場合2.5%程度、密度の場合36%程度である。

図8の結果を見る限り、数値計算の有効桁数が3桁程度(これでも、実際の物理探査の現場では、十分に高精度な桁数である)の場合には、P波速度がいくら変化しても、分散曲線の計算結果にはほとんど影響しないことがわかる。つまり図8は、“分散曲線に対するP波速度の寄与は、S波速度の寄与と比較して、定性的に充分小さい”という経験則を裏付ける根拠の一つといえる。

図9の結果を見ると、確かに密度の変化は位相速度の変化に対して、P波速度の場合よりも比較的大きな影響を及ぼしている。現実の地球において、水(約 $1.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$)よりも密度の小さい物質が表層全体に広がっているという状況は、最浅部(表層部)の固体層よりもさらに上部に存在

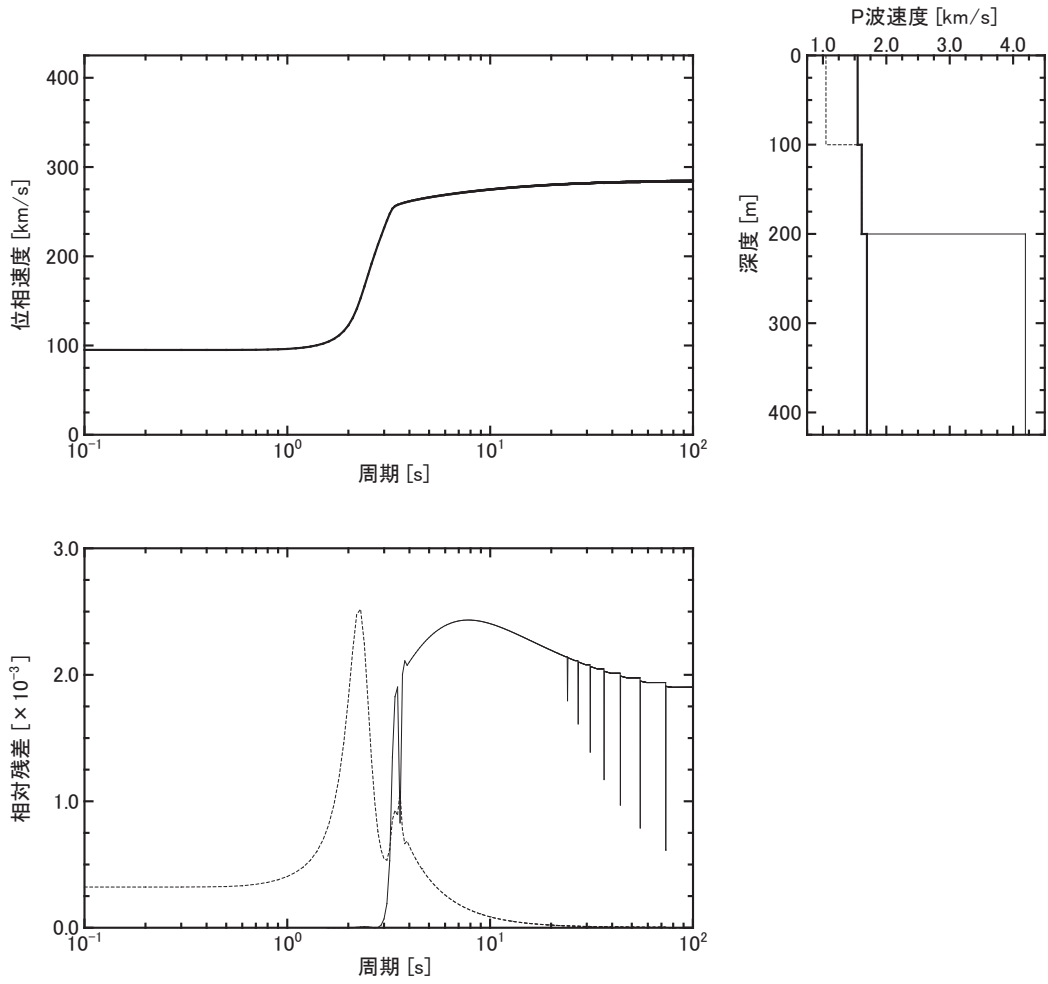


図8 P波速度のみが変化した場合の分散曲線（左上）および相対残差（左下）
 （左上図中および右上図中の太実線は図1の基準値を示す）

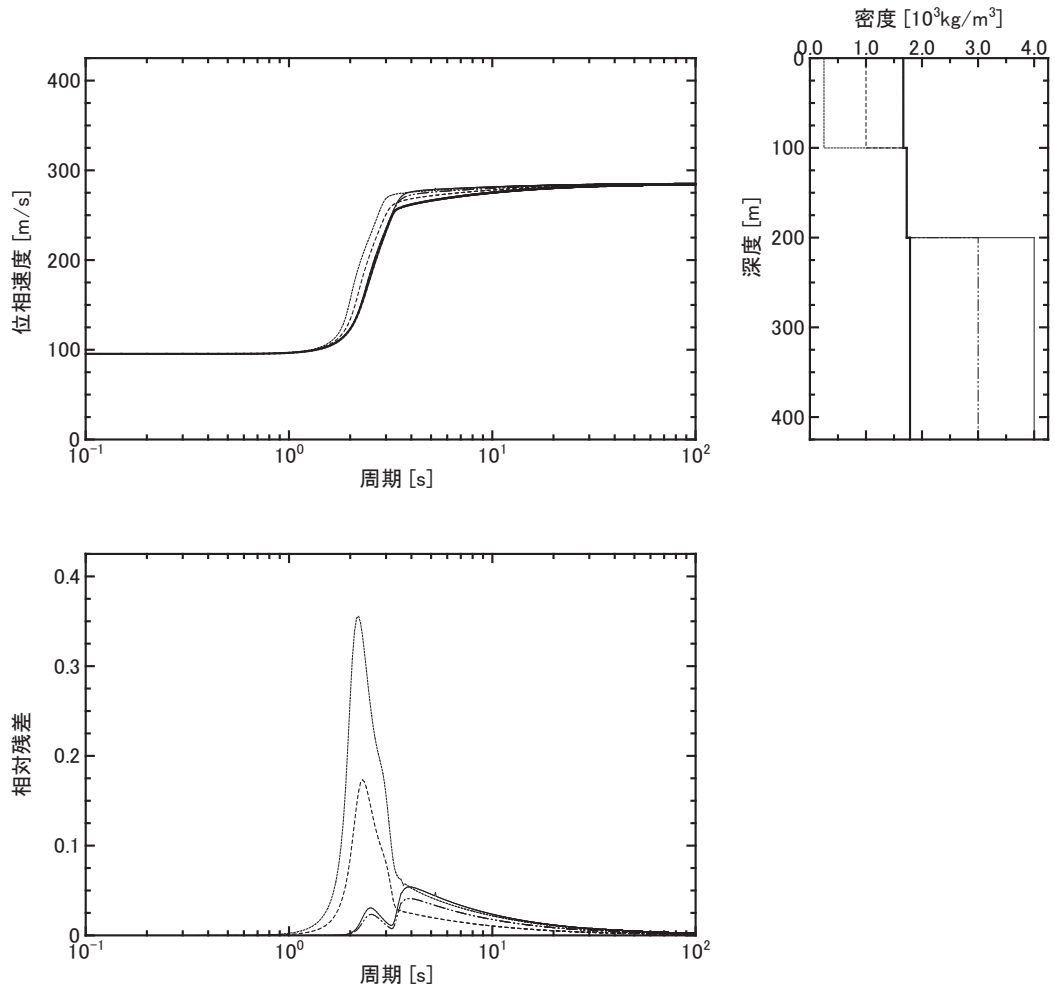


図9 密度のみが変化した場合の分散曲線 (左上) および相対残差 (左下)
(左上図中および右上図中の太実線は図1の基準値を示す)

する気体（大気など）や液体（海洋など）の影響を無視できない場合に相当するが、それは前章 2. で設定した今回の数値シミュレーションの前提（地表面以深はすべて固体であり、地表面よりも上部は真空であること）から外れる。また、そこまで複雑に考察しなくても、図 9 に示した程度の分散曲線の変化は、密度以外の要因（特に S 波速度および層厚）によっても容易に起こり得る。このことは、図 2～図 8 ですでに示したとおりである。

以上のことから、前章 2. の末尾でも簡単に記したように、地下構造モデルの逆解析においては、P 波速度や密度を取って未知パラメータとして取り扱うよりもむしろ、“P 波速度および密度には別途測定された値を用いる”か、あるいは“P 波速度および密度をそれぞれ S 波速度の関数（統計的換算値）として与える”ほうが、不確実性の大きい未知パラメータの個数を少しでも減らすことができるという意味で有利である。

ここで再度、表 1 のパラメータの数値あるいは図 1 右側の速度構造図に注目したい。ここで設定した地下構造のモデルは、深部へ進むに従い弾性波速度が漸次増加するモデルである。実際の地球の地下構造では、地下深部へ至るにしたがい弾性波速度は漸増する傾向にあるが、条件次第では深部の弾性波速度が浅部の弾性波速度を下回るような場所も実在する。表 1 のモデルは、表層以上が真空、表層以下を等方完全弾性体で埋め尽くされているという架空の構造を表現しているが、もしも地下内部の固体の中に“空洞”や“液体”が混在する場合、特に横波は空洞や液体の中をほとんど伝播しないことから、弾性波の伝播は見かけ上抑止される（伝播速度が減衰する）ことが起こり得る。このような現象を示す層を「速度逆転層」あるいは「低速度層」と呼ぶ。すでに見たとおり、表面波に対する寄与は縦波（P 波）よりも横波（S 波）のほうが大きいので、低速度層の存在は表面波分散に少なからぬ影響を及ぼすことが容易に想像できる。

図 3 に示したとおり、中間層（第二層）が低速度層でない場合の分散曲線は、さほど顕著な特徴を示すわけではない。そこで、表 1 のモデルにおいて、中間層（第二層）の S 波速度を漸次遅く設定した場合の計算結果を、図 10 に示す。

中間層（第二層）の S 波速度が表層（第一層）の S 波速度よりも遅くなるにつれて、分散曲線の形状に二つの特徴が現れる。一つは、短周期側の分散曲線の収束値が遅くなることである。これは、S 波速度の最小値が遅くなったことの反映である。もう一つは、周期範囲約 1.0 秒～約 30 秒の分散曲線が、図 3 では見られなかったような複雑な形状を呈し始めることである。図 10 にて太実線で示した基準モデルでは、周期の増加とともに分散曲線が単調増加する。しかし、中間層（第二層）の S 波速度が基準モデルの値より小さくなると、周期の増加とともに分散曲線がいったん減少し、その後再び増加するという状況を見せるようになる。

周期の増加に伴い位相速度が減少に転ずる現象を、「逆分散」と呼ぶ。Rayleigh 波の場合、S 波速度が地下深部へ向かって単調増加する地下構造において、基本モード位相速度が逆分散を示すことはない。逆に言えば、Rayleigh 波の基本モード位相速度の観測値が逆分散を示す場合、観測位置の真下に低速度層が存在する可能性を考慮してよいことになる。

参考までに、最下部層（第三層）の S 波速度を低速度層とした場合の分散曲線を図 11 に示す。

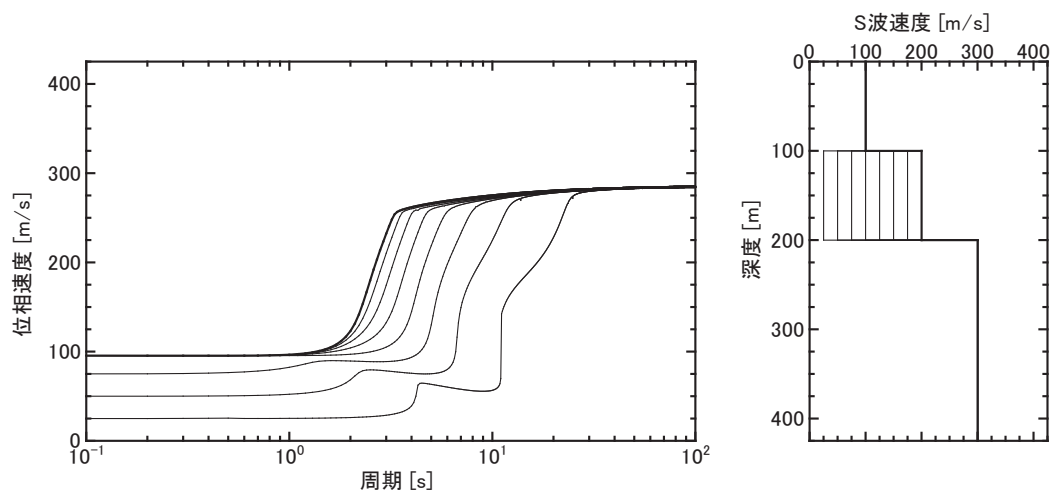


図 10 中間層のS波速度が遅くなる場合の分散曲線
(図中の太実線は図 1 の基準値を示す)

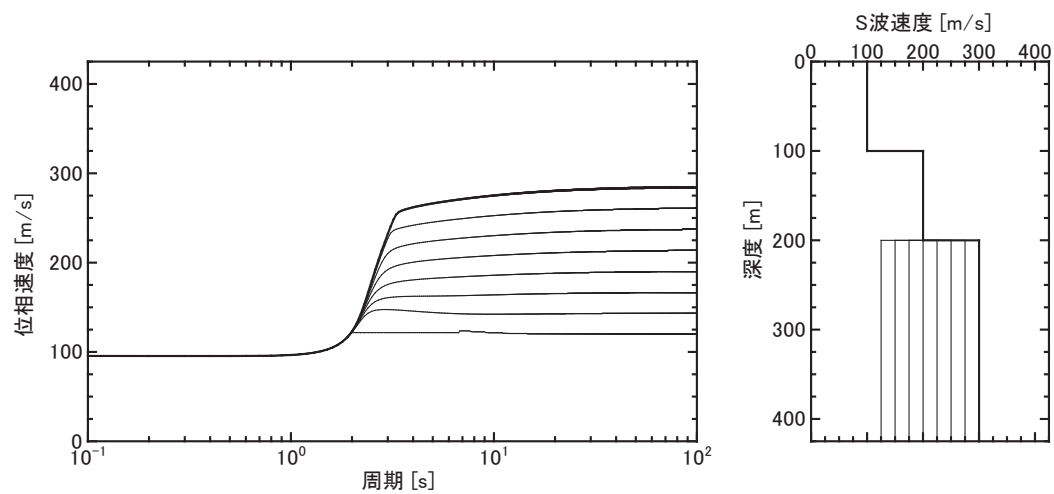


図 11 最下部層のS波速度が遅くなる場合の分散曲線
(図中の太実線は図 1 の基準値を示す)

図 11 の場合、周期範囲約 2.0 秒～約 10 秒において、わずかに逆分散を示す場合があるものの、分散曲線の形状は概して単純である。これは、最下部層（第三層）が“半無限層”であること、つまり表層（第一層）や中間層（第二層）と比較して充分大きな層厚をもつ層であることの反映であると考えられる。もっとも、実際の地球において、図 11 に示すような極端な構造（低速度層の層厚が無限大であるような構造）は見られないことを付記しておく。

6. おわりに

今回の数値シミュレーションにおいて、Rayleigh 波の基本モード位相速度のみを扱った理由は二つある。一つは、前稿の星野 (2007) や星野 (2015) でも述べたとおり、実用の観点からみて、Rayleigh 波のほうが Love 波よりも観測しやすい表面波であるからである。もう一つは、Rayleigh 波の位相速度の特徴として、“S 波速度が地下深部へ向かって単調増加する構造では位相速度の逆分散が起こらない”という、理論上の保証があるからである（群速度の場合、S 波速度が深部方向へ単調増加する構造でも、逆分散が起こる場合がある）。

これまでに得られた結果を総合すると、地下構造の主なパラメータ（今回の数値シミュレーションでは、S 波速度および下面深度）の変化が表面波分散に及ぼす影響の強さを定性的に示せば、おおむね

$$(\text{表層のパラメータ}) \geq (\text{最下部層のパラメータ}) \gg (\text{中間層のパラメータ})$$

ということが出来る。ただし、前章 5. の図 10 で示したような低速度層が存在する場合など、必ずしも上記の不等式のとおりにはならない場合もあることが興味深い。

今回の数値シミュレーションで用いた地下構造モデルは、完全等方弾性体からなる水平成層半無限モデルであり、しかも表層以上は真空という理想的な状態にある。現実の地球の地表は大気に覆われている（大気の運動が地震波の観測結果に及ぼす影響は、必ずしも無視できない）。また、地球自身は「完全等方弾性体」でも「水平」でも「半無限」でもない、有限寸法の「球体」であって、内部には空洞や液体物質が存在する。したがって、今回得られた結果は、地球の表層付近における、しかもある程度狭い周期範囲において、近似的に適用可能である。

今回のように最初から地下構造モデルを与えた場合、そのモデルに対する表面波の位相速度や群速度を、種々のモード（基本モード、高次モード）について個々に計算することは、比較的容易である。しかし、表面波分散の観測結果が先に与えられていて、そこから地下構造を逆算することは、必ずしも容易ではない。また、今回の地下構造モデルは、中間層が単一層であるという、きわめて単純な構造であった。実際の地下構造の逆解析では、ボーリング調査など地下物質を直接確認できる調査結果に基づき、もっと多くの中間層の存在を仮定するのが普通である。その結果、中間層が一つ増えるごとに、未知パラメータは少なくとも二種類ずつ（S 波速度および層厚）増えることに

なる。

すでに述べたように、特に中間層のパラメータの不確実性をできる限り抑止する目的で、他の調査結果を制約条件として併用することはよく行われる。モデリングの基本から述べると、ある現象(今回の場合は表面波分散)の観測結果を再現するために必要なパラメータは少なければ少ないほど望ましいが、しかし通常はパラメータが少ないほど観測結果全体の再現性は低くなる。逆に、パラメータが増えればそれだけ観測結果全体の再現性は改善されるものと期待できるが、そのことと相反してパラメータの個々の不確実性は拡大する一方である。したがって、実際の逆解析では、未知パラメータとして設定する物理量の選びかた(表面波分散に関しては、特にS波速度および層厚)のみならず、観測値(同じく、位相速度など)の量や質についても、相応の配慮が必要となることを付記する。

とまれ、表面波分散を利用した地下構造逆解析については、別稿においてもっと詳しく論じることにはしたい。

文 献

Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake (1970) :

Seismic Refraction.

The Sea (Edited by Maxwell, A. E.) , Vol.4, pp.53-84, Wiley-Interscience, New York.

Saito, M. (1988) :

DISPER80: A Subroutine Package for the Calculation of Seismic Normal-Mode Solutions.

Seismological Algorithms (Edited by Doornbos, D. J.) , pp.293-319, Academic Press, San Diego.

斎藤正徳 (1979) :

成層構造に対する反射率、表面波分散曲線の計算 I. 液体中の音波、弾性体中のSH波.
物理探査、第32巻第5号、pp.209-220.

斎藤正徳 (2009) :

地震波動論.

東京大学出版会、pp.539.

斎藤正徳・椛沢宏之 (1993) :

成層構造に対する反射率、表面波分散曲線の計算 II. レーリー波の計算.
物理探査、第46巻第4号、pp.283-298.

長 郁夫・中西一郎・凌 魁群・岡田 廣 (1999) :
微動探査法への個体群探索分岐型遺伝的アルゴリズムの適用.
物理探査、第 52 巻第 3 号、pp.227-246.

星野 治 (2007) :
微動アレー探査—誰にでもできる地下構造解析手法.
秋草学園短期大学紀要、第 24 号、pp.189-197.

星野 治 (2015) :
表面波分散を利用した地下構造解析について.
秋草学園短期大学紀要、第 32 号、pp.69-82.