

地球惑星物理学特別演習

05-162607

大峽充己

• General introduction

世界の各観測点で得られた実際の波形データと仮定した地球内部構造に対して計算して得られる理論走時や波形を比較することによって地球内部の構造を推定することができる。観測波形と対照するものは、周波数を無限大に近似した波線理論に基づく理論走時と有限周波数を考える弾性体の運動方程式を厳密に解く波動理論に基づく理論波形である。DSM (Direct Solution Method; Geller & Ohminato 1994)は理論波形計算を行う手法の1つであり、1次元モデルに対して効率的に理論波形を計算するソフトウェアが公開されている。(Kawai et al. 2006)

コアマントル境界(CMB)直上の数 100km は D''層と呼ばれ、D''不連続 (CMB 上 200~300km の深さ)はペロブスカイト(MgPv)からポストペロブスカイト(MgPPv)への相転移に対応していると考えられていて、地震波速度は正の不連続を示す。また、温度が約 4000K の CMB からの熱供給によって形成される熱境界層(TBL)に伴い、急激な負の速度勾配が予想される。Kawai & Tsuchiya (2009)では第一原理計算に基づいて TBL の有効な厚さごとの温度プロファイルや地震波速度プロファイルを計算していて、その結果が Figure. 1 である。左の図が温度プロファイルで、紫色のクラペイロン勾配と交わる点においてそれぞれ相転移が起こる。右の図は速度プロファイルである。実際に TBL に伴って速度が大きな負の勾配を持つことが分かる。また、TBL の厚さによって相転移する深さが異なり D''の速度不連続の深さも異なっていることがわかる。

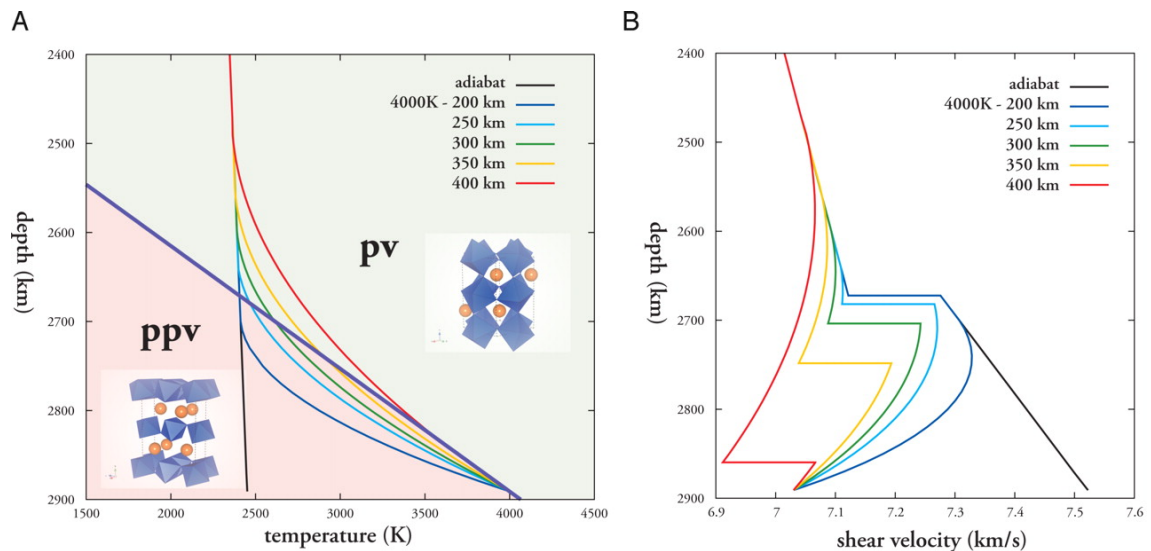


Figure 1. TBL の厚さごとの相転移のみられる深さと速度プロファイル(Kawai & Tsuchiya 2009 より抜粋)

本演習では実際に DSM を用いて上の図のような TBL の厚さの異なるいくつかの速度モデルに対して波形を計算し、Borgeaud et al (2016)を再現した。また、密度構造については Borgeaud et al (2016) で用いられているような、PREM 密度モデル(Dziewonski & Anderson 1981)の不連続をスムージングしたものを用いた。

以下は Borgeaud et al. (2016)の要約である。

D”層における見かけのスプリッティングにおける有限周波数の効果：波線理論と波動理論の比較

Anselme F.E. Borgeaud, Kensuke Konishi, Kenji Kawai and Robert J. Geller

1. Introduction

地球の内部を伝播した地震波をある観測点で観測すると S 波では SH 成分と SV 成分が時間差をもって到達する場合がある。この現象を S 波のスプリッティングという。スプリッティングは D”層の異方性の推定に用いられてきた。(Kendall & Silver 1996; Garnero & Lay 2003; Maupin et al. 2005) D”層の異方性は CMB におけるスラブの下降流、ゆがみ、褶曲による強いせん断応力に伴う MgPPv の選択配向(LPO)に関係している。したがって D”層の異方性を調べることによって鉱物のすべり面が分かり、マントル最下部における物質の流れの方向が推定できる可能性がある。

波動伝播の理論計算手法は周波数無限大の波線近似に基づく波線理論と波線近似を用いずに有限の周波数を扱う波動理論という 2 つに大別できる。これまでの D”の異方性推定の研究では波線理論を用いて計算された波の立ち上がりからスプリッティングを読み取り、異方性を推定していた。しかし、CMB 近傍では周波数によって感度の違いが生じるため、無限周波数で考えるのは不適切であり、有限周波数の効果を考慮する必要がある。また、スプリッティングは D”の異方性のみに起因するものではなく、Komatitsch et al. (2010)は等方的なモデルにおいて D”層の”見かけのスプリッティング”を波動理論計算により示している。ここで、見かけのスプリッティングとは SV 波と SH 波の見かけ上の到達時間の差($T_{radial} - T_{transverse}$)のことをいう。Borgeaud et al.(2016)では波動場を高精度かつ効率的な波動理論の計算手法である DSM を用いて計算をし、TBL(CMB 上の熱境界層)に伴う D”層の複雑な速度構造(Kawai & Tsuchiya 2009)を考慮したモデルについて S 波スプリッティングの理論的検証を行った。また、Komatitsch et al. (2010)では、スプリッティングに対する非弾性効果は考慮していなかったが、Borgeaud et al. (2016)ではいくつかの Q のモデルについて計算し、見かけのスプリッティングに対する非弾性減衰の効果を考えている。

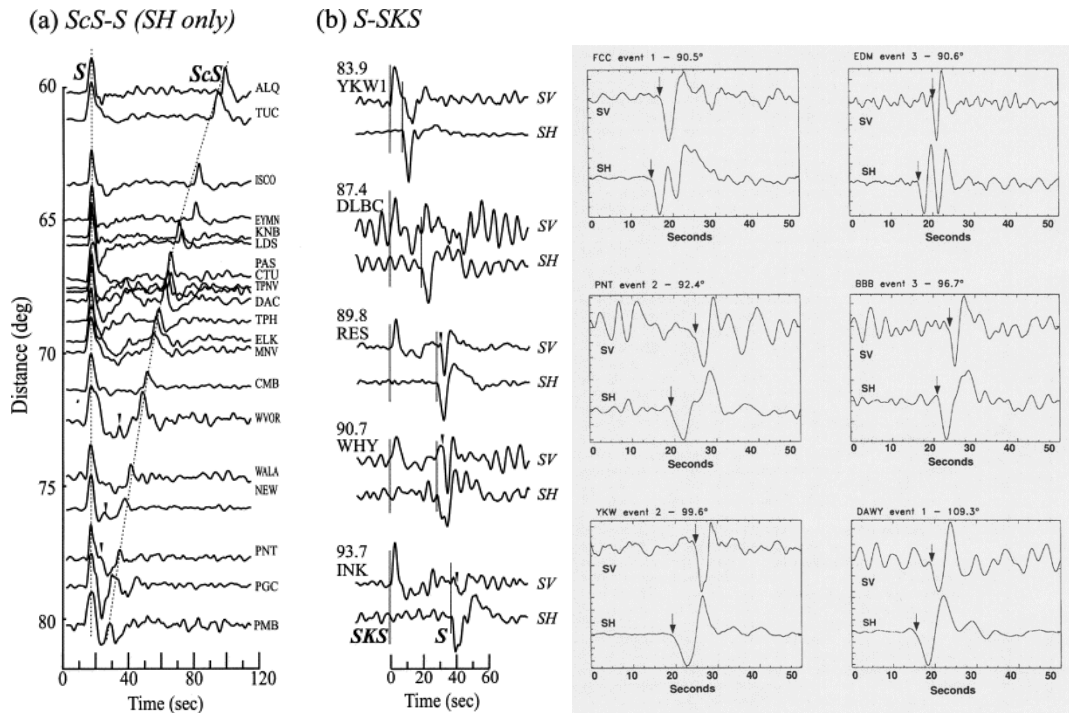


Figure 2. S波のスプリッティングの観測(左図は Garnero & Lay 2003, 右図は Kendall & Silver 1996 より抜粋)

2. Method

地球内部を伝播する S 波には様々なフェーズがあるが、D”の異方性を報告しているほとんどの論文が S と Sdiff のスプリッティングに基づいていることから、この論文でもそのフェーズに焦点を置いている。Sdiff というのは CMB 上で回折(diffract)される S 波のフェーズのことをいう。

速度構造や Q のモデルを変えて S 波スプリッティングの様子を観察する。Q とは非弾性の効果を表すパラメータで、Q が小さいほど減衰が大きい。

速度構造のモデルは以下の Figure. 3 の 6 種類を考える。すべての速度モデルは標準的な 1 次元モデルである IASP91(Kennett & Engdahl 1991)を修正したもの(Komatitsch et al 2010; 地殻の速度不連続を取り除き、上部マントルの不連続をスムージングしたもの、以下では MASP91 モデルと呼ぶ)を基本にしている。なお、密度構造は PREM (Doziewonski & Anderson 1981)の上部マントルにおける不連続を MASP91 の速度構造に合わせてスムージングされた密度モデル(以下では MPREM 密度構造と呼ぶことにする)用いている。

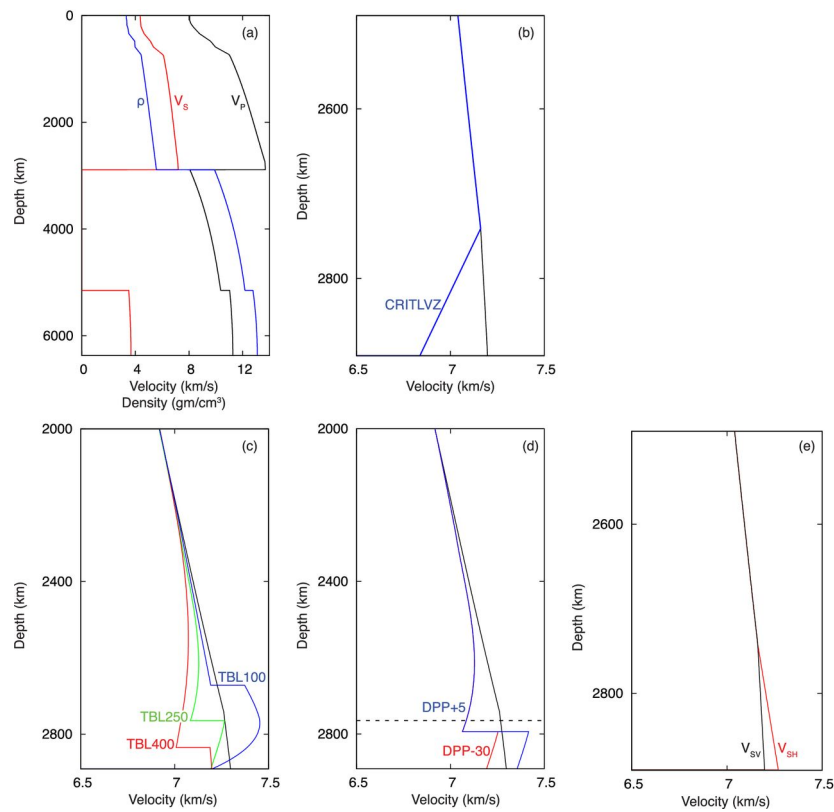


Figure 3. 速度構造モデル(Borgeaud et al 2016 より抜粋)

(a)MIASP91 モデル(b)CRITLVZ モデル(c)TBL の厚さをそれぞれ 100, 250, 400 にしたモデル(d)D”の速度不連続の深さが TBL250 に比べて 30km 深くなったモデル(DPP-30)とさらに速度不連続が 5%大きくなったモデル(DPP+5)(e)TI モデルである。(b)の CRITLVZ は波線理論によると CMB において Sdiff が生じないモデルであり、(e)の TI が transeverse 方向に等方的なモデルである。(Panning & Romanowicz 2006) (c)と(d)については鉙物物理に基づいたモデルで、(c)は TBL の厚さが、(d)は D”の深さや不連続の大きさが見かけのスプリッティングにどのように影響するかを調べるためのモデルである。

また、Q のモデルとして以下の Figure. 4 の 6 種類を考える。6 種類の Q のモデルを MIASP91 モデルに適用したものと、弾性媒質の MIASP91 モデルを比較することで、非弾性の効果が見かけのスプリッティングにどう影響するかを調べる。また、MIASP91 以外の速度モデルについては PREM の Q を用いる。

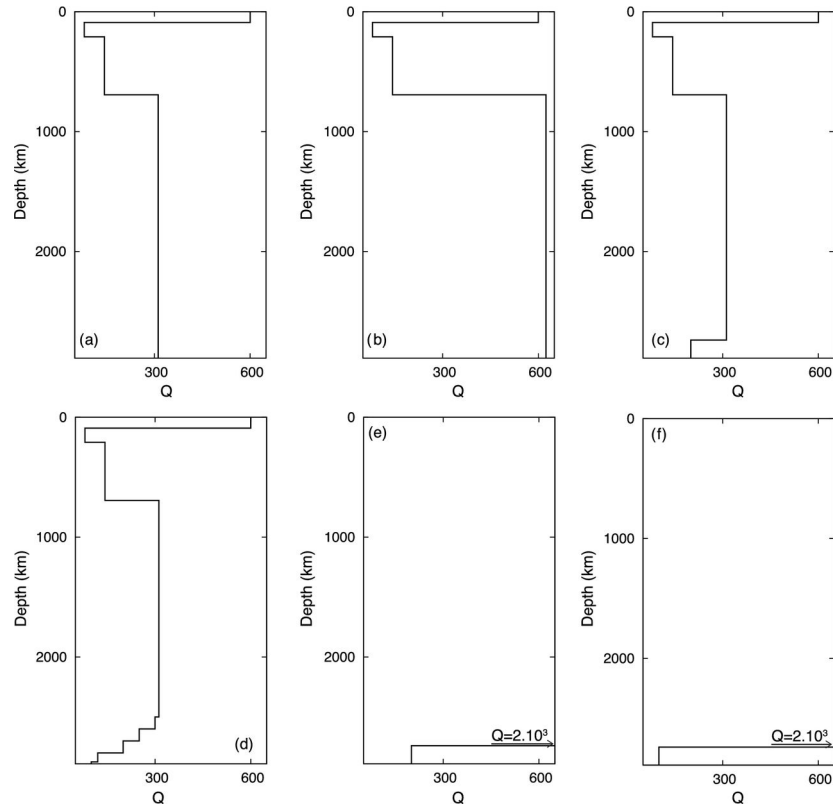


Figure 4. Q のモデル(Borgeaud et al 2016 より抜粋)

実際の地震は時間的にデルタ関数的ではなく、ある有限な幅を持つ。エネルギーの解放の時間分布として次の震源時間関数を各モデルの計算に畳み込む。

$$f(t) = \sqrt{\frac{18}{\pi L^2}} \exp(-18(t - L/2)^2 / L^2) \sin(t\pi/L)$$

ただし、卓越周期を T とすると $T=0.74L$ が成り立つ。(Favier & Chevrot 2003) Fig. 5 は卓越周期ごとの震源時間関数の図である。

Borgeaud et al. (2016) では DSM を用いて 1.25Hz まで波動理論計算を行った。

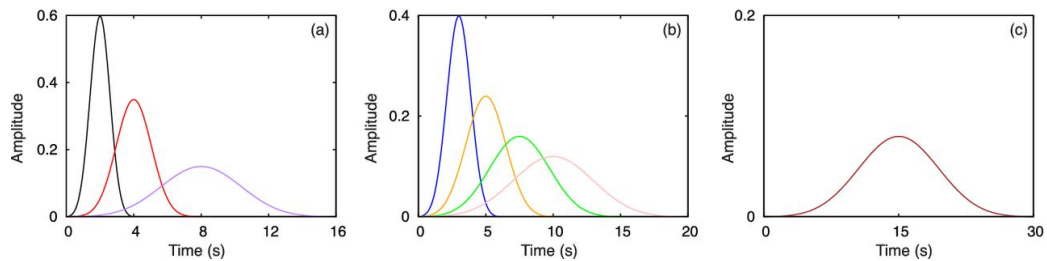


Figure 5. 震源時間関数(Borgeaud et al 2016 より抜粋)

(a)は卓越周期 $T=4s, 8s, 16s$ (b)は卓越周期 $T=6s, 15s, 20s$ (c)は卓越周期 $T=30s$ の震源時間関数である。Figure.3(a),(b),(e)のモデルについては Figure. 5(a)、Figure.3(c),(d)のモデルについては Figure. 5(b),(c)の震源時間関数を畳み込んだ。

3. Result

Sdiff のスプリッティングに対する非弾性の効果を調べるために非弾性 Q モデルを適用した MIASP91 モデルと弾性媒質に対する波動理論計算を比較する。Figure. 6 は、上の段が弾性媒質、真ん中の段が Figure. 4(f) の Q モデルを適用した MIASP91 モデル、下の段が Fig. 4(a) の Q モデルを適用した MIASP91 モデルに対する波動理論計算の結果である。左の列はそれぞれ各距離における SH、SV のピークを 1 として規格化した transverse 成分と radial 成分の波形で、赤線が SV、黒線が SH である。真ん中の列が SV のピークで規格化された transverse 成分の波形、右の列が SH のピークで規格化された radial 成分の波形である。このような規格化をすると、減衰によって振幅が小さくなった後でも波の立ち上がりが見やすくなる。また、S と ScS フェーズは波線理論による計算である。横軸に時間、縦軸に震源からの震央距離をとっている。ただし、横軸については震央距離によらずに同時に Sdiff が到達するように時間から $8.4s^\circ$ だけ引いたものをとっている。

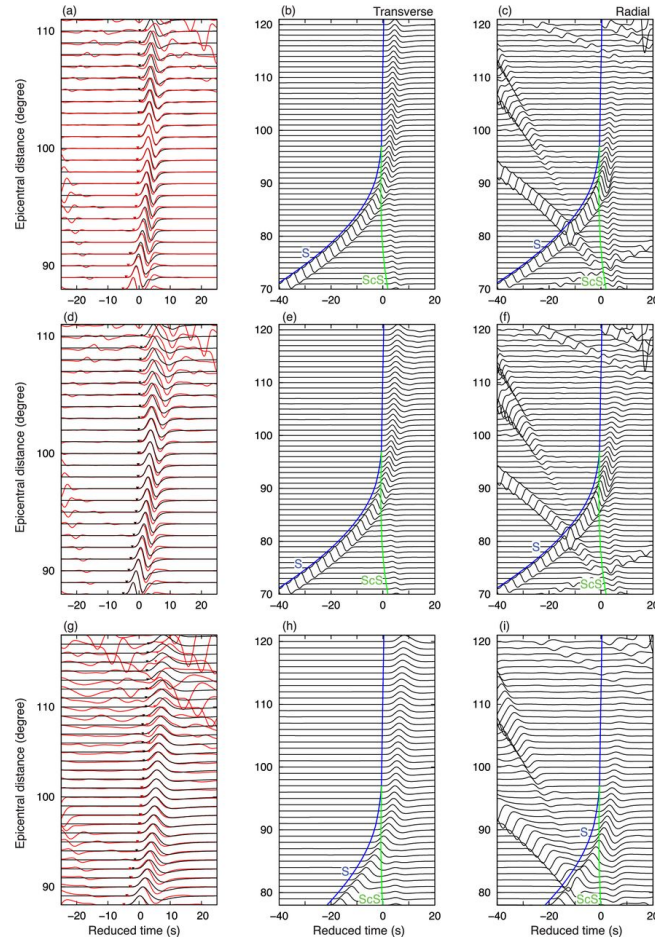


Figure 6. それぞれのモデルに対する成分ごとのレコードセクション
(Borgeaud et al 2016 より抜粋)

S が Sdiff にマージする震央距離を shadow zone boundary (SB)とよぶ。SB を超えると SVdiff (radial 成分の Sdiff)は SHdiff (transverse 成分の Sdiff)に比べて強く減衰する。こ

これは CMB における固体–液体境界条件が原因で CMB において回折される SV は SH よりも減衰係数大きい(Doornbos & Mondt 1979)という事実と合致している。SVdiff, SHdiff どちらについても波線理論で計算された波の立ち上がりよりも遅れていて、非弾性モデル(真ん中、下の段の図)で特に顕著である。左の列の図で SVdiff と SHdiff の立ち上がりを見るとスプリッティングが確認できる。以下の Figure. 7 は MIASP91 モデルに対して Figure. 3 の 6 種類の非弾性 Q モデルを適用したモデル(a~f)と弾性媒質(g)に対して波動理論計算した結果、見られる見かけのスプリッティングの大きさを畳み込んだ震源時間関数の卓越周期ごとにプロットした図である。

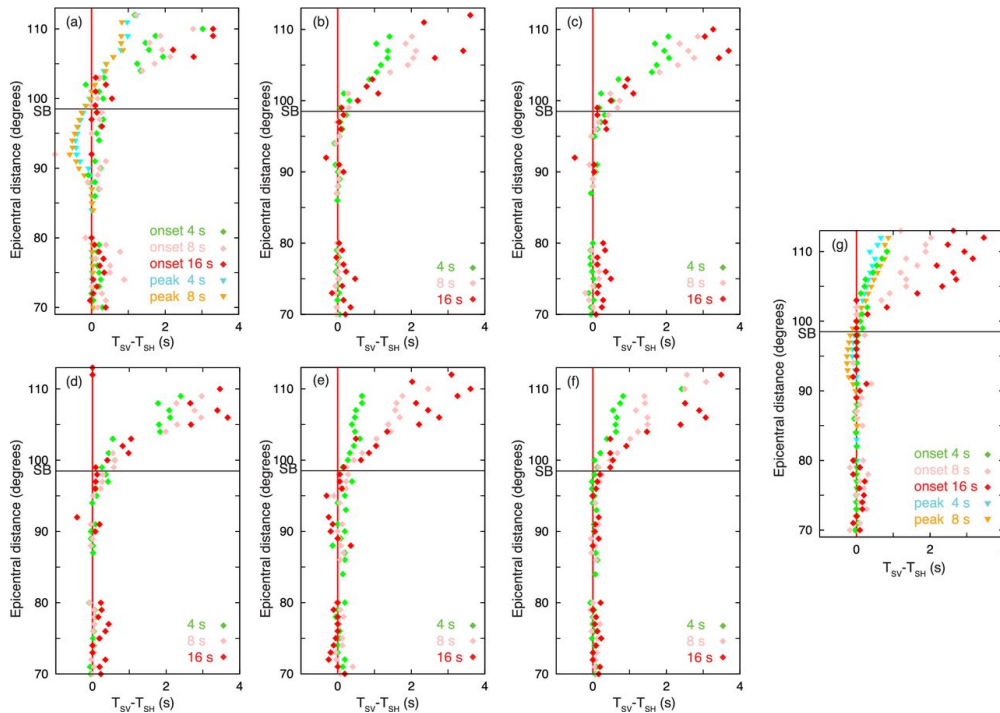


Figure 7. それぞれの非弾性あるいは弾性モデルで見られる見かけのスプリッティング(Borgeaud et al 2016 より抜粋)

いずれの図でも SB より大きな距離で顕著な見かけのスプリッティングがみられる。a~f を見ると Q があることによって Q のローパスフィルターのとってはたきにより、見かけのスプリッティングが大きくなっている。また、a と c,d を比較すると D''に小さな Q が局在するほど見かけのスプリッティングが大きくなることがわかる。見かけのスプリッティングの周波数依存性に着目すると、長周期ほど大きな見かけのスプリッティングがみられ、早く始まっていることが分かる。

次に Figure. 3c や 3d のモデルに波動理論計算を行った結果、すなわち鉱物物理学に基づいた TBL の厚さ、D''速度不連続の大きさや深さが見かけのスプリッティングにどう影響するかを見る。Figure. 8 は DPP+5 モデルにおける S 波の観測可能なフェーズの経路を示した図である。このように D''の速度不連続によって S 波はいくつかのフェーズに分かれる。

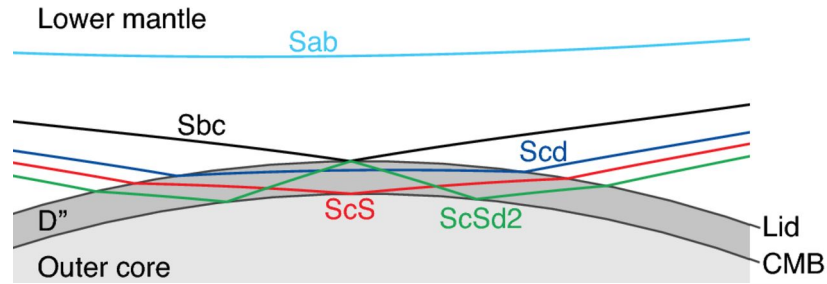


Figure 8. DPP+%で見られる S 波のフェーズとその経路(Borgeaud et al 2016 より抜粋)

D''内を伝播する SV フェーズは大きく減衰し、ほとんどの波動理論計算の結果において見えなくなってしまう。これによってフェーズを混同してしまうことがありうる。今回では radial 成分において Sab を Scd あるいは Sdiff と誤ってとらえてしまうことによる見かけのスプリッティングの可能性がある。このようなフェーズの混同は実データの解析において十分起こりうる。例えば強い D''速度不連続が報告されている古い沈み込み帯領域で報告されている大きなスプリッティングはこのような混同による見かけのスプリッティングが原因かもしれない。Figure. 9 は a~c がそれぞれ TBL100, 250, 400, d,e がそれぞれ DPP-30, DPP+5 で見られる震源時間関数の卓越周期ごとの見かけのスプリッティングの大きさを示した図である。b~d では radial 成分で Sab を Scd あるいは Sdiff ととらえてしまうことで $\Delta=110^\circ$ で 6~8.5s のスプリッティングが推測されることを示している。

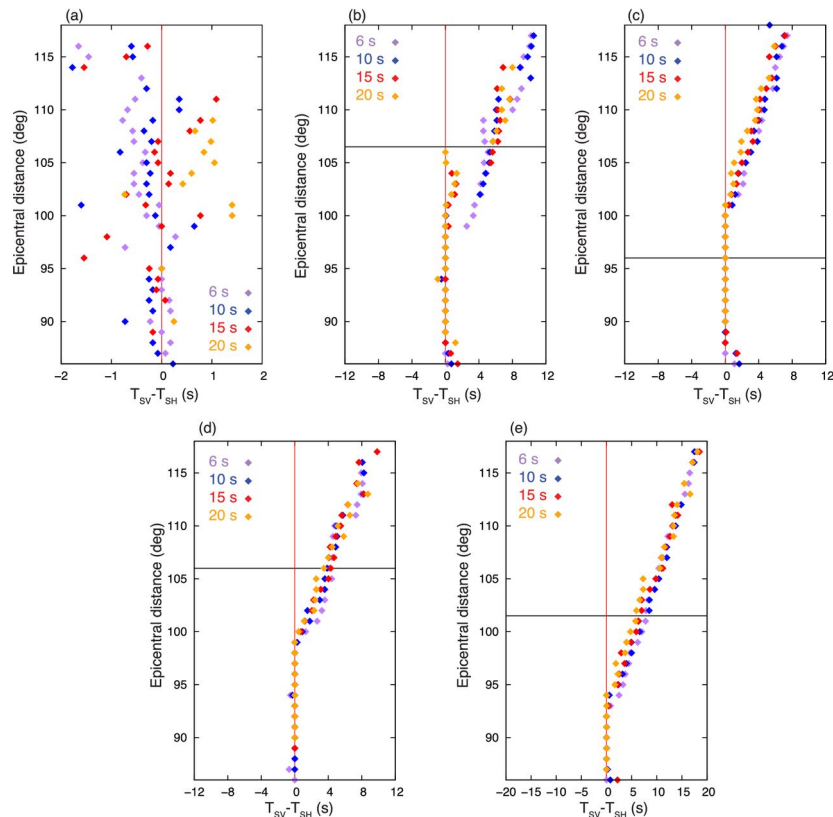


Figure 9. それぞれのモデルに対する見かけのスプリッティングの大きさ(Borgeaud et al 2016 より抜粋)

DPP+5(e)については radial 成分で Sab を Scd あるいは Sdiff ととらえてしまうことで考えられる見かけのスプリッティングの大きさや始まる距離が、これは古い沈み込み帯領域で報告されている S 波のスプリッティングと同程度である。

次に、PREM の Q を用いた TI モデルについて波線理論と波動理論の計算によるスプリッティングを比較し、CMB 付近を伝播するフェーズに対する波線理論の正確性を評価した。

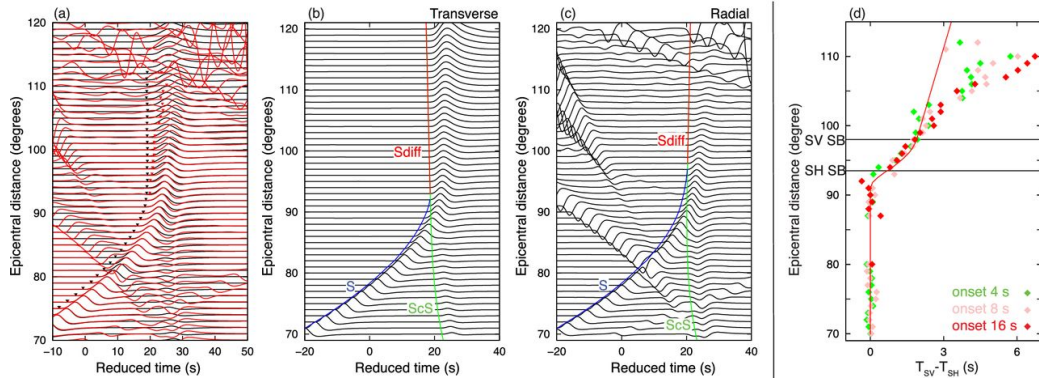


Figure 10. TI-PREM Q モデルに対する波線理論と波動理論の計算の比較(Borgeaud et al 2016 より抜粋)

SH と SV で SB が異なるのは異方性による。右の図を見ると SV の SB よりも大きな距離で波動理論のスプリッティングの計算結果は波線理論によるものから大きくずれている。同じような距離から波動理論の見かけのスプリッティングの大きさは周波数依存性を持ち始め、等方的なモデルのときと同様に卓越周期が大きいほど大きくずれている。

4. Discussion

Komatitsch et al. (2010) が述べたように、等方的な媒質でも Sdiff の見かけのスプリッティングが見られることを確認した。また、見かけのスプリッティングの大きさや始まる距離には周波数依存性があることがわかった。

Komatitsch et al. (2010) は SVdiff, SHdiff に対して同等に作用し、走時差に影響を及ぼさないとして非弾性の効果は考えていなかったが、今回の計算で非弾性媒質モデルでは見かけのスプリッティングが大きくなり、より早く始まることが分かった。これは TBL による温度上昇などによって Q が小さくなるとより大きな見かけのスプリッティングが観測されるということを示す。

見かけのスプリッティングは CMB における SH と SV の境界条件によって生じるが、Scd を Sab ととらえてしまうなど、フェーズを誤ってとらえてしまうこともその原因になりうる。CMB 直上まで沈み込んだスラブなどの冷たい物質によって CMB との間に急な温度(速度)勾配が形成される。下部マントルにおける急な速度勾配は波動場に影響し、フェーズの誤認につながり DPP+5 の結果が示すように 100° で 5s 程度の見かけの異方性を生じる。この結果は実際カリブ海下で観測される見かけのスプリッティングと同程度である。したがって、このような領域では本来のスプリッティングよりも見かけのスプリッティング

の原因となるフェーズの混同を調べるべきである。

・ Borgeaud et al (2016)の再現

本演習では実際に DSM を用いていくつかのモデルについて計算を行った。

MPREM 密度モデルを用いた TBL の厚さが 50km, 100km, 150km, 200km, 250km, 300km, 350km, 400km のモデルを考えた。Figure. 11 は左が MPREM 密度構造で右がそれぞれの TBL モデルの速度構造である。

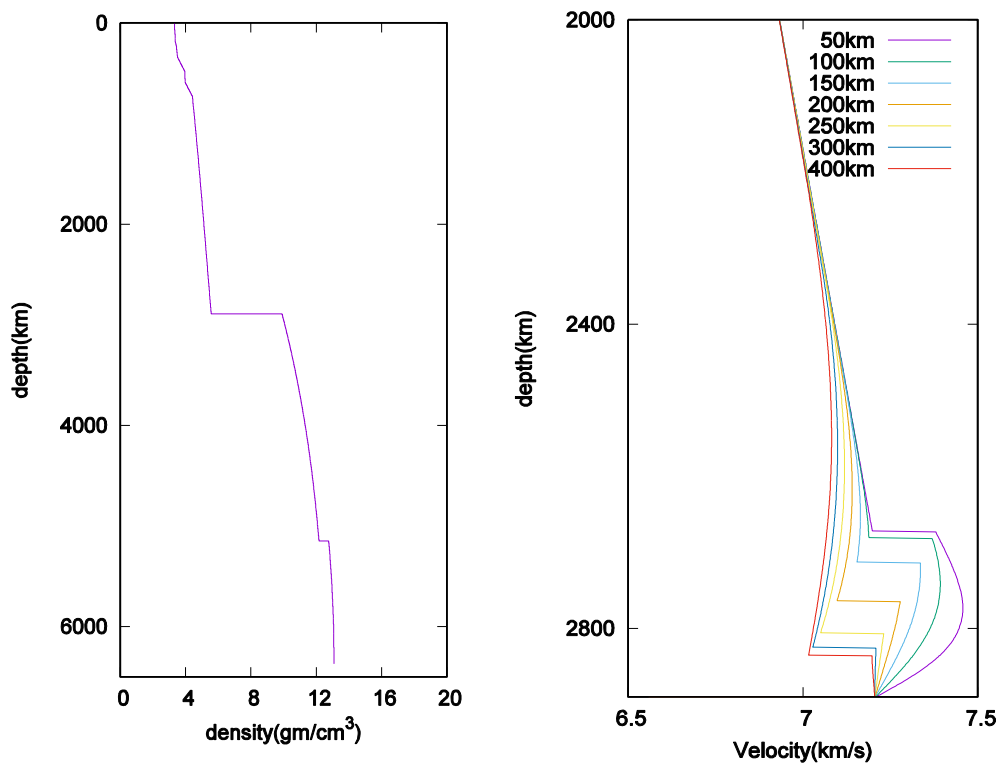


Figure 11. 左が MPREM 密度構造、右が各 TBL モデルの速度プロファイル

以下の Figure. 12 は TBL の厚さが 400km の場合に対して計算した結果をレコードセクションで描いたものである。(a)~(d)はそれぞれ卓越周期が 20s, 15s, 10s, 6s の震源時間関数を使った場合の結果である。Borgeaud et al (2016)が同じモデルについて計算して描いたレコードセクションを Figure. 13 に示す。Figure. 12 と同じように(a)~(d)はそれぞれ卓越周期が 20s, 15s, 10s, 6s の震源時間関数を使ったものである。それぞれ黒い線が SH 波の波形で赤い線が SV 波の波形に対応している。それぞれの図を見比べると波形がよく似ていて、Borgeaud et al. (2016)をうまく再現できていることが分かる。2 つの Figure で振幅の大きさに少し差がみられるのは規格化を行う範囲が異なることによるものと考えられる。

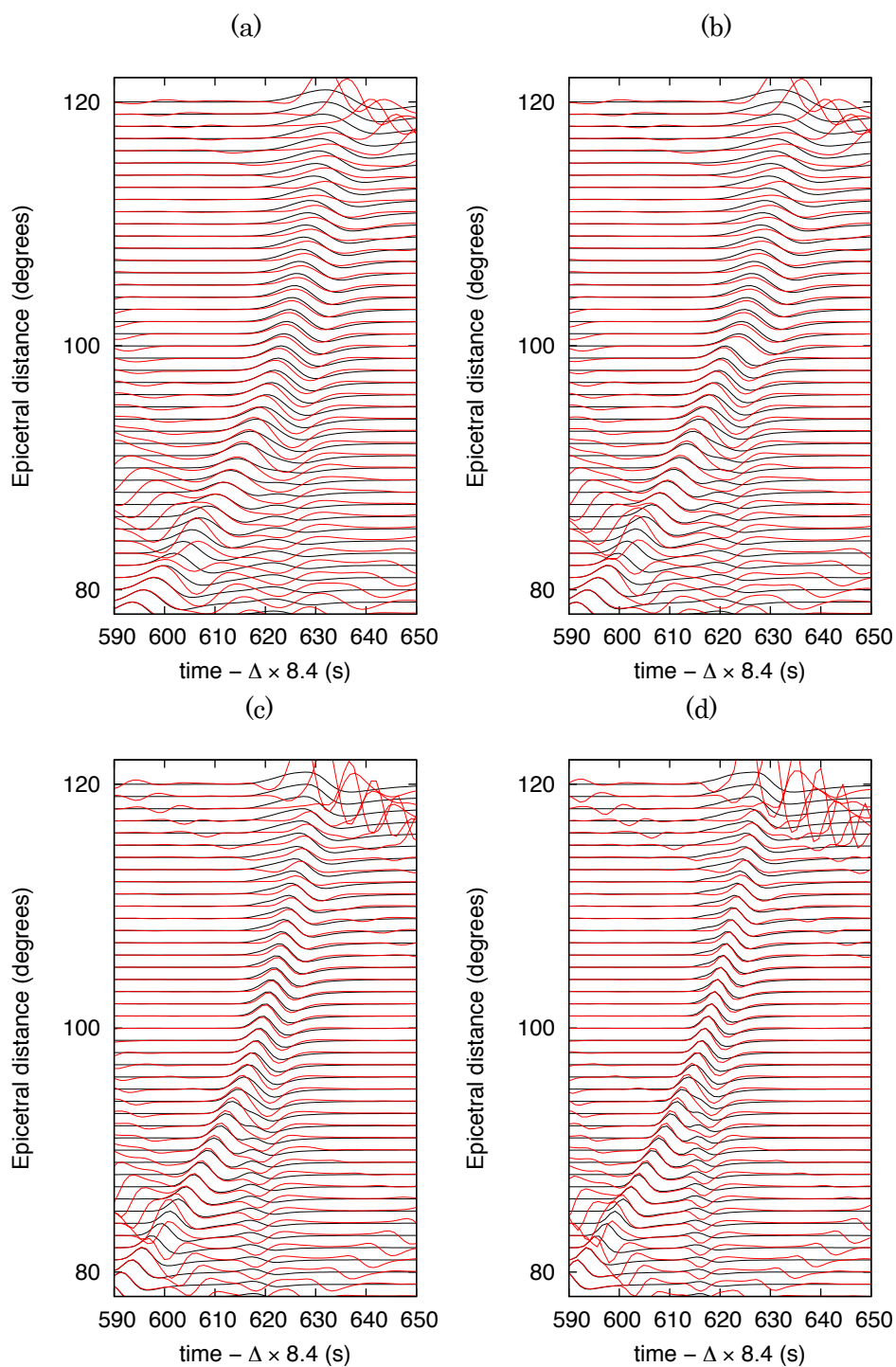


Figure 12. 実際に DSM を使って計算して描いたレコードセクション

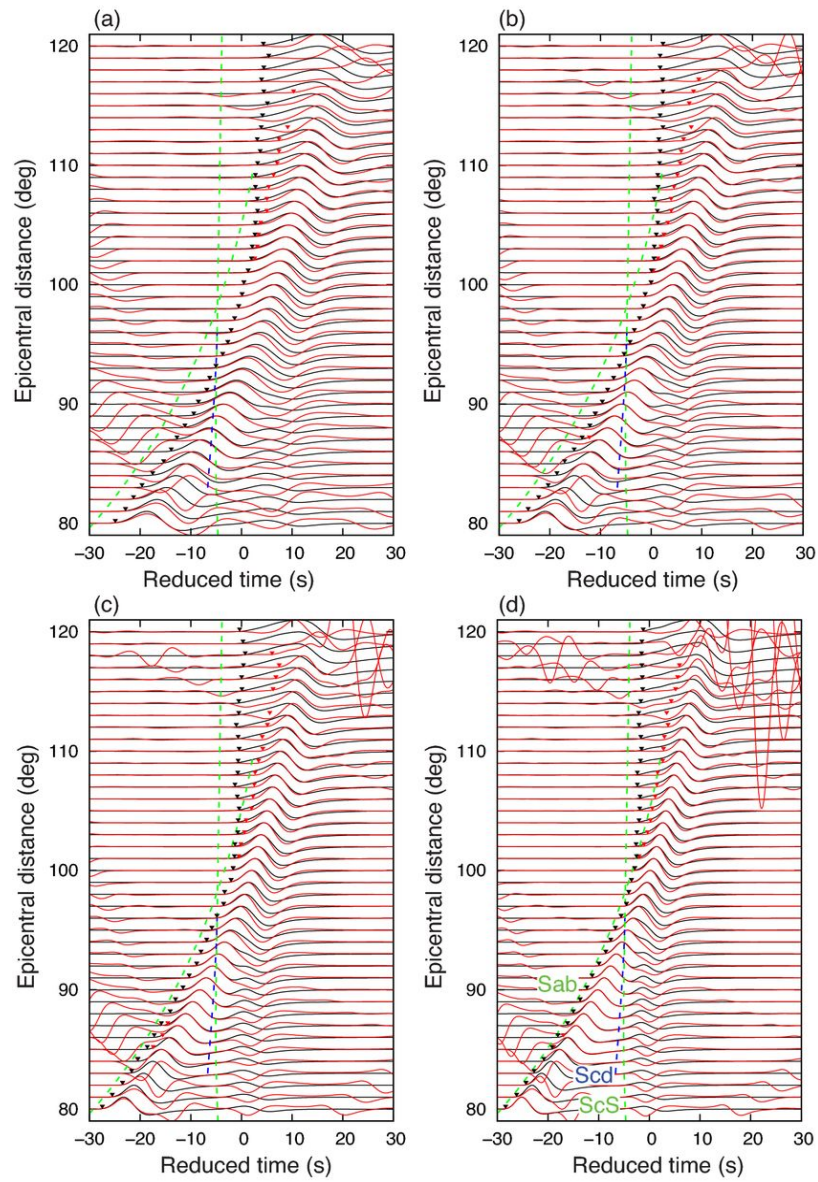


Figure 13 Borgead et al. (2016) が同じモデルに対して計算を行った結果 (Borgeaud et al 2016 より抜粋)

• References

- Borgeaud, F.E.A., Konishi, K., Kawai, K. & Geller, R.J., 2016. Finite frequency effects on apparent S-wave splitting in the D'' layer: comparison between ray theory and full-wave synthetics, *Geophys. J. Int.*, **207**, 12-28.
- Doornbos, D.J. & Mondt, J.C., 1979. Attenuation of P and S waves diffracted around the core, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **57**, 353-379.
- Dziewonski, A.M. & Anderson, D.L., 1981. Preliminary reference Earth model, *Phys. Earth planet. Inter.*, **25**, 297-356.
- Favier, N. & Chevrot, S., 2003. Sensitivity kernels for shear wave splitting in transverse isotropic media, *Geophys. J. Int.*, **153**, 213-228.
- Garnero, E.J. & Lay, T., 2003. D'' shear velocity heterogeneity, anisotropy and discontinuity structure beneath the Caribbean and Central America, *Phys. Earth planet. Inter.*, **140**, 219-242.
- Geller, R.J. & Ohminato, T., 1994. Computation of synthetic seismograms and their partial derivatives for heterogeneous media with arbitrary natural boundary conditions using the Direct Solution Method, *Geophys. J. Int.*, **116**, 421-446.
- Kawai, K. & Tsuchiya, T., 2009. Temperature profile in the lowermost mantle from seismological and mineral physics joint modeling, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **106**, 22 119-22 123.
- Kawai, K., Takeuchi, N. & Geller, R.J., 2006. Complete synthetic seismograms up to 2Hz for transversely isotropic spherically symmetric media, *Geophys. J. Int.*, **164**, 411-424.
- Kendall, J.-M. & Silver, P.G., 1996. Constraints from seismic anisotropy on the nature of the lowermost mantle, *Nature*, **381**, 409-412.
- Kennett, B.L.N. & Engdahl, E.R., 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, **105**, 429-465.
- Komatitsch, D., Vinnik, L.P. & Chevrot, S., 2010. SHdiff-SVdiff splitting in an isotropic Earth, *J. geophys. Res.*, **115**, B07312, doi:10.1029/2009JB006795.
- Maupin, V., Garnero, E.J., Lay, T. & Fouch, M.J., 2005. Azimuthal anisotropy in the D'' layer beneath the Caribbean, *J. geophys. Res.*, **110**, B08301, doi:10.1029/2004JB003506.
- Panning, M. & Romanowicz, B., 2006. A three-dimensional radially anisotropic model of shear velocity in the whole mantle, *Geophys. J. Int.*, **167**, 361-379.