

# 外核の底を探る

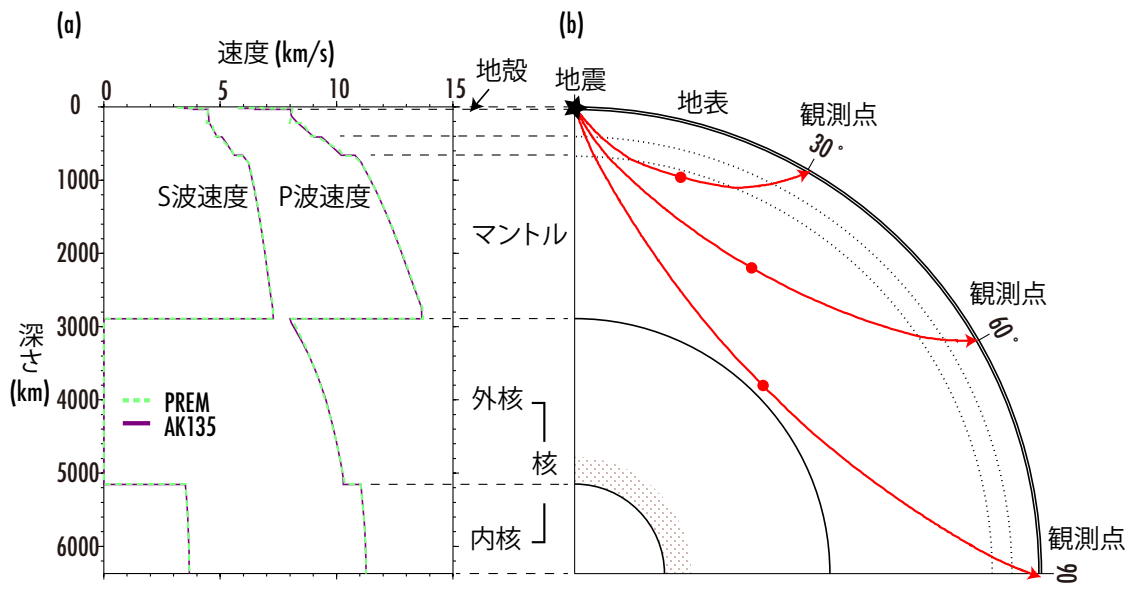
大滝壽樹<sup>1)</sup>

## 1. はじめに

地震からでた波を使い、地殻の下面やマントルへの海洋プレート沈み込み、その下にある外核の大きさや内核の存在といった地下のさまざまな構造がいままでに確かめられてきました。地震からでた波は地表につくまでに地球の中をとおってくるのですが、その速さはその場所の物質や温度によって変化するのです。このため、地震波が地表につくまでにかかる時間を使って地球の中を調べることができます。この地球内部の探究は今も続いています。そのなかで、私たちは最近、外核と内核の境界の上、つまり外核の底を調べています。境界付近の地震波の速度は求まりにくく、外核の底もいままでもあまり精度よく速度構造が決まっていませんでした。本稿では、地球内部の速度の決めかたや代表的な地球モデルを紹介した上で、従来の外核底の速度を決める方法とその問題点、そして私たちの開発した方法についてお話します。

## 2. 地震波速度の決め方と求まった速度構造

地球の中の地震波速度は、地震からでた波が観測点につくまでにかかる時間を使って決められてきました。地震からでた波は地球の中をとおって地表につきます。地球のように深くなるほど地震波速度が大きくなる場合(第1図a)、地震から下向きにでた波線(注<sup>1)</sup>)は第1図bのように下向きの弧をえがいて観測点に達します。このため、地震から近いところには浅いところをすすんだ波が、遠いところにはもっと深いところまでつたわった波がきます。たとえば地震から(角)距離で30°くらい離れた観測点には地震がおきてから6分ちょっとで波がつきます(注<sup>2)</sup>)。この波は深さ700kmほどまで潜っています。距離60°だと、地震から10分後に深さ1,550kmまで潜った波がきます。さらに遠く、距離90°だとマントルの底近く、深さ2,750kmまで潜った波が13分後に到着します。ですから、まず地震の近いところに波がついた時間を使って浅いところの



第1図 (a) 地球の中の地震波速度分布。縦軸は地球半径で、地表から地球の中心までを示してある。横軸はP波(縦波)、S波(横波)の速度。代表的な地震波速度モデルであるPREM(Dziewonski and Anderson, 1981)(緑破線)とAK135(Kennett *et al.*, 1995)(紫)を示した。なお外核は液体なのでS波速度は0である。(b) 地球を輪切りにした図。地球の層構造と其中をとおる地震波線(赤線)を示す。上端の地震(★)からでた波は地球の中を線にそって進み、地表で観測される。波線の最深点を赤丸で示した。地球の各層は地表に近いところから地殻、マントル、外核、内核とよばれる。層間の境界を実線で示した。地殻は薄いためこの図ではほぼ見えない。マントル中の点線はそのほかの速度が急に大きくなる境界を示す。外核の底付近のおおよその位置をドットで示した。

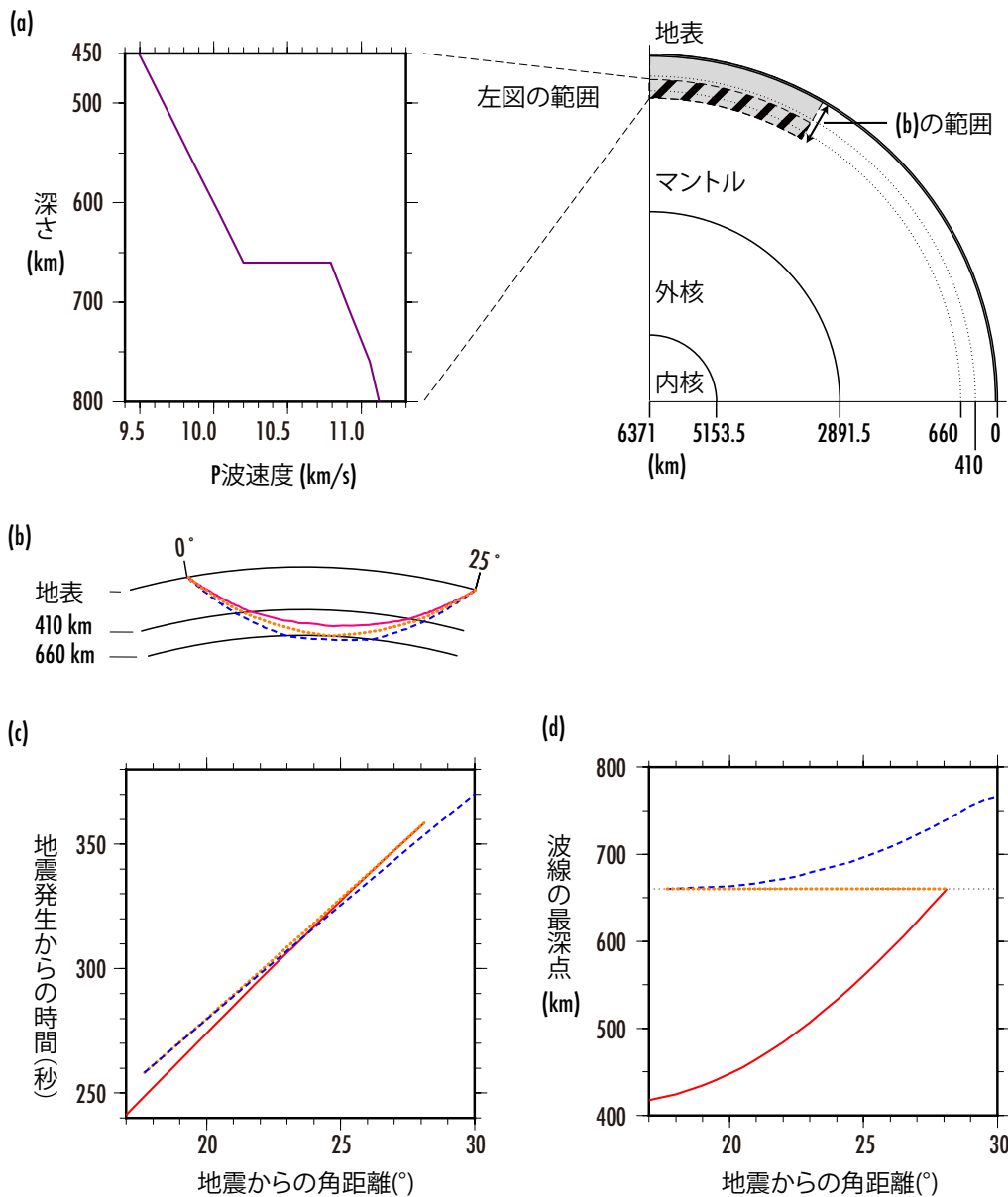
1) 産総研 地質調査総合センター地質情報研究部門

キーワード：地震波速度、波線、走時、内核、外核

速度を決め、より遠いところに到着した時間をじゅんじゅんに使ってだんだんと深いところまで決めていきます。第1図bのような下に弧をえがく波線には、下向きから上向きに向きを変える点があります。一番深くまで達した点です。以下、この点を最深点とよびましょう。最深点での地震波速度は地表で地震波が広がる速さからみつめます。これは、ある深さの速度を求めるときに、その深さで最深点をとる波をうまく選ぶことが大事であることを示しています。

速度の境界では光と同じように地震波も屈折・反射します。

マントルの上のほう、深さにして450～800 kmを例にとりましょう。第2図aのように境界の上より下の速度が大きい場合は、地表と平行に近くなるように波は屈折します(第2図b)。このとき、観測点には境界の上をつたわる波(赤実線)と下をつたわる波(青破線)、そして境界で反射する波(橙点線)がきます(第2図b, c)。境界の上の速度は下より小さいので、上をとる波線は距離24°を越すと下をとる波線より遅くつきます(第2図c)。すすむ距離がすこし長くなっても、速度の速いところをすすんだほうが早くつたわるわけです。境界の上をとる波線



第2図 (a) マントル中、深さ450～800 kmのP波速度。モデルはAK135。このモデルは深さ660 kmに速度の境界がある。右の断面図にこの図及び(b)で描画した深さ範囲を示した。(b) 境界付近をつたわる波線。境界の上をとる波線を赤実線、下をとる波線を青破線、境界での反射波を橙点線で示した。赤実線と青破線は24°弱で交差する。地震の深さは0 kmとして計算した。(c) 境界の上下をつたわる波線の走時曲線。(d) 波線の最深点の距離依存。660 kmを黒点線で示した。660 kmで反射する波もあわせて示した(橙点線)。見やすくするために対象深度内で最深点をもつP波だけを示してある。

は、距離が遠くなるにつれだんだん深いところまで潜ります。そして、どこかで境界に接します。接するのは、このモデル(AK135)では28°付近です(第2図d)。その先には第2図cの赤線の延長上に境界にそってすすむ回折波がつかわれます。回折波がでるのは他の境界、たとえばマントルと外核の境界や外核と内核の境界でも同じです。

地球の中の地震波速度分布を第1図aに示しました。図の2つのモデルはAK135(Kennett *et al.*, 1995)とPREM(Dziewonski and Anderson, 1981)という、ともによく使われているモデルです。この2つには構造を決めるさいに使った波に違いがあります。AK135は周期の短い波がいくつか観測点についたかを使っています。ほとんどの観測点は陸地にありますから、AK135の浅いところは陸の構造を代表しています。一方、PREMはもっと長い周期、地球全体の伸び縮み・ねじれの振動や地球表面をつたわる波も使っていますので、浅いところをもっと均質にサンプリングしています。このためPREMは地球全体の平均モデルを代表していると考えられます。このためもあり、地殻や上部マントルでこの2つのモデルは多少異なっています。(さらに詳しい地球の構造とその決め方は末尾に載せた文献リストの原(2005)、宇津(2001)などを参考にしてください。)

### 3. 境界付近では速度はよく決まっていない

地殻や上部マントルをのぞいた約700 kmより深いところでは、第1図aで紹介したAK135とPREMのP波、S波速度はよく一致しています。その差はP波速度で最大0.1 km/s、S波速度で0.04 km/sくらいです(Kennett *et al.*, 1995)。差の大きいところは、マントルの底、外核の天井、そして外核の底と、すべて層境界近くです。

層境界近くで差が大きくなるのは二つ理由があると考えられます。一つめは構造をモデル化するさいに、端に誤差をおしつけるためです。PREMでは外核全体を半径の3次式ひとつで表現しています。このため、領域の端、外核の天井や底で誤差が大きくなったと考えられます。もう一つは、端をうまくサンプリングするような波を選ぶのはすこし難しいためです。外核底を例にとると、AK135はそこで最深点をもつ波を使っていません。これが外核のなかほどならその上と下の速度から推定すればよいですが、端ではそれもできません。

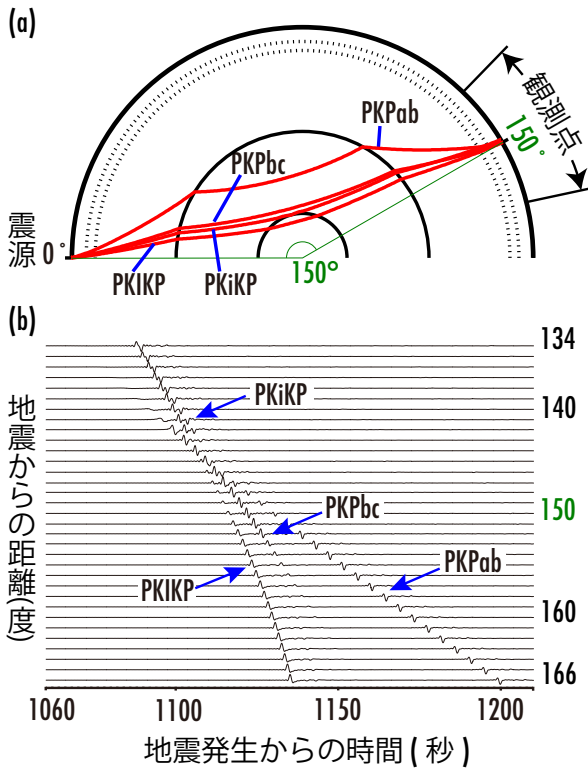
その他にもう一つ、境界近くに限らず誤差を生む原因があります。それは地球の中が均質ではないことです。地球

の中はおなじ深さでも場所によってすこし速度が違います。そのため、同じ震央距離でも場所により走時(地震から観測点まで波がすすむのにかかる時間)がすこし違ってきます。速度の違いもだいぶ明らかになってきましたが(たとえばObayashi *et al.*, 2013)、それでもまだ十分にわかっているわけではありません。その点を考えずに深いところの速度を決めると、浅いところの速度のゆらぎ・モデルとのずれを誤っておしつけることにもなります。

では、境界近くの色度を精度よく決めるにはどうすればいいでしょうか。まず、そこで最深点をもつ波を使うことが大事です。そして、浅いところの色度がすこし違っていても、その影響が観測に及ばないようにしたいのです。こういうときよく使われるのが、2つの波の差をとるという方法です。第2図で説明したように、速度境界の上と下をとる2本の波が同じ観測点に到着するということがおこります。この2本の波は境界近く以外のもっと浅いところでは、ほぼ同じところをとります。そのため、浅いところの構造の影響は走時に同じように効くと考えられます。なので、2本の波が観測点についた時刻の差をとると、わかれてすすんだところ、つまり境界の上下の色度の情報を抜き出すことができます。

外核の底を例に波の到着時間差をとることを詳しく説明します。南米で地震がおこったとします。このとき、日本には外核のなかほどをとる波(PKPab)と外核の底近くをとる波(PKPbc)、内核表面で反射する波(PKiKP)、内核の中まで潜る波(PKiKP)とがすこしずつ時間をずらしてつきます(第3図a, b)。ここで"K"は外核をつたわるP波、"I"は内核をつたわるP波、"i"は内核の表面での反射波を意味し、つたわった(反射した)順番に記号をつなげて名前としています。外核で最深点をもつ波には、浅いところをとる波と深いところまでとおる波があるため、区別するために"ab"、"bc"という記号がついています。さて、この波のうちPKPbcとPKiKPは地殻やマントルではほぼ同じところをとります(第3図a)。このため、到着時間の差をとると浅いところの影響や震源の誤差をとりのぞくことができ、外核の底近くと内核上部——それぞれPKPbcとPKiKPの最深点——の影響だけが残ります。この結果、単独の場合より走時のばらつきが大きくへります(たとえばGarcia *et al.*, 2006のFigure 6)。

しかし、差をとったことで、今度は2つの波のどちらがとおる場所の影響をみているかがわからなくなりました。PKPbcとPKiKPの場合でいえば、外核底近くなのか内核上部なのか、です。



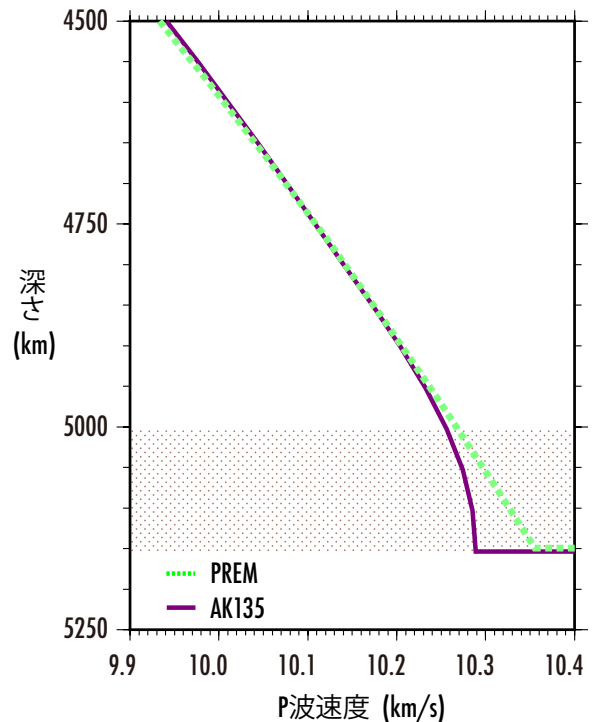
第3図 (a) 核の中をとる地震波線。距離 150°にはここで示した4つのP波がほぼ同じ時刻に到着する。(b) 核の中をつたってきた地震波形の計算例。PREMの浅部を簡略化したモデルで計算した。縦軸は地震からの角距離、横軸は地震発生からの時間。図の上から下にいくつか波の連なりが見える。これが核をとってきた波である。波形ごとに最大振幅を同じ大きさにしてある。145°~150°あたりではPKPbcの振幅が大きいのでPKIKPの振幅はみかけ上小さくなっている。

#### 4. 外核の底を調べよう

このうちの外核の底が、私たちが最近探っているところです。この問題—どうやって外核底の地震波速度を調べるか—を最初に考えたのは南極の下を調べていたときです(Ohtaki *et al.*, 2012)。内核上部は“東側”と“西側”とで地震波速度が違うのですが(たとえば Tanaka and Hamaguchi, 1997)、この結果はおもに低・中緯度のデータからいわれていたことでした。高緯度のデータは少なかったのです。そして私たちはちょうど高緯度をサンプリングする観測データを持っていたのでした。ただ、内核上部の速度を精度よく決めるには、その上の外核底近くの速度がまず必要でした。そこで、その速度をPKPbcとPKIKPの波の大きさの比を使って先に決めることとしました。そしてこの2つの走時の差とPKiKPとPKIKPの走時差とを使って内核上部の地震波速度を求めました。

この論文を書き終えた後、私たちが取り組んだのが、

外核の底のよりよい地震学モデルを作るというものです(Ohtaki and Kaneshima, 2015)。PREMとAK135は、外核の底で0.07 km/sほどの違いがあります(第4図)。PREMは外核のなかほどもをそのまま延長した構造、AK135はなかほどとは違って速度がほぼ一定の構造です。外核の底が外核のなかほどと同じ組成<sup>(注3)</sup>なら、速度はPREMのようになるでしょう。もしAK135が正しいならば、外核の底はその上とは組成が違い、鉄に富んだ液体が溜まっていることになりそうです。どちらが本当なのでしょう。さきほどみたように、どちらのモデルも外核底の速度はあまりよく決まっています。では、どうすれば決まるのでしょうか。前の論文で使った波の大きさの比はばらつきが大きいですし、内核の減衰も比に影響します。そもそも構造への感度もそれほど高いわけでもありません。では、内核に波線が接する距離から求めたらどうでしょう。観測点までの距離が遠いほど波線は深く潜ります。そして波線が内核に接した先では波はとどかないのではないのでしょうか。ですが、これもうまくいきません。接した先で波がとどかなかったり、接したところを境に急に振幅が小さくなったりはしません。内核の表面をつたわる回折波がその先にもつたわるためです。ですので、内核に波線が接する距離を求めるのはなかなか難しいでしょう。それに



第4図 外核底近くの地震波(P波)速度。縦軸は地球半径、横軸は速度。PREM(緑破線)とAK135(紫)を示した。外核の底300 kmをドットで示した。

その距離が同じになる構造はいくつもあります。ですから、かりに接する距離が求まったとしても、それで構造が一つに決まるわけではありません。他にも、外核底をとる波 (PKPbc) の走時や、この波と内核をとる波 (PKiKP) との走時の差が今まで使われてきました。しかし、ここまでみてきたように、こういった観測はマントルや内核の速度の影響をうけてしまいます。

## 5. 新しい方法を考えた

そこで考えたのが、外核底をかすめる波 (PKPbc) の走時を中心に二つの観測を組み合わせて速度を決めるという方法です (第 5 図)。調べたかぎり、ともに初めての観測例です。

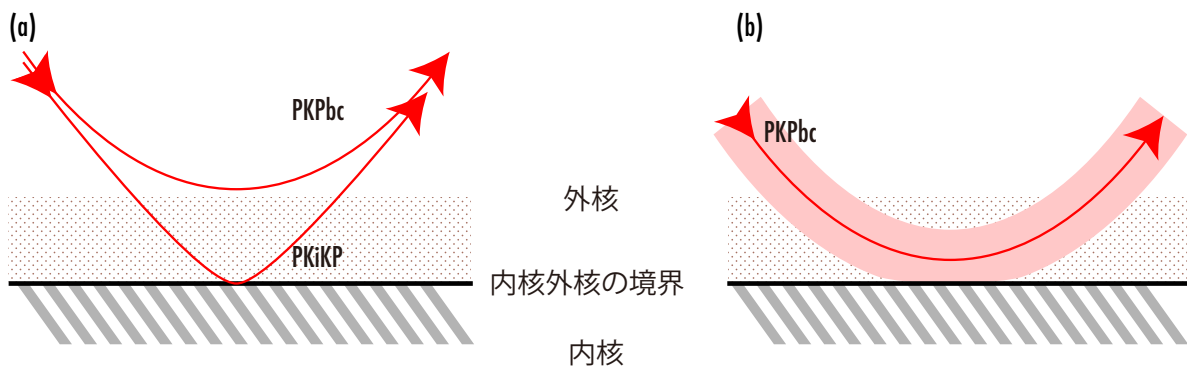
一つ目は内核の上をかすめる波 (PKPbc) と内核表面で反射する波 (PKiKP) との到着時間差を測る、というものです (第 5 図 a)。解析に使ったのは内核表面の上 150 ~ 400 km まで潜る PKPbc です。2つの波の時間差は、この PKPbc の最深点から内核表面までの地震波速度の平均が影響します<sup>(注4)</sup>。時間差は、地震の深さ 600 km、距離 147°として AK135 モデルで 1.8 秒、PREM モデルで 1.3 秒ほどになります。この距離では PKPbc は内核の上 300 km ほどをとります。第 4 図で示した 2つのモデル間の外核底 300 km での速度の違いが、この 0.5 秒の差をうんでいると考えられます。つまり、0.5 秒より高い精度で時間差を測れば、どちらのモデルがよいか、あるいは別のモデルがよいのか、がわかるわけです。実際、このときの観測では誤差 0.1 秒ほどで測ることができたと考えています。

もう一つの観測は、PKPbc が内核表面をかすめるときに波の周期によって速度が変わることを利用したものです (第 5 図 b)。2つの周波数帯で波形 PKPbc の到着時刻をそれぞれ読み、その差をとります。外核底近くで速度勾配が変わると、この差が変わります。速度の大きさ自体は、この差を変えません。つまり、外核底の速度が 10.30 km/s か 10.34 km/s かではなく、100 km 深くなったときにどれくらい速度が変わるかが値を左右するのです。なお、震源やマントルの影響をとりのぞくため、解析では PKiKP との差をとりました<sup>(注5)</sup>。PREM と AK135 とでは外核底の速度勾配が違いますので、到着時間差が変わります。2つのモデルでの時間差の差は最大で 0.1 秒程度です。このモデルによる差も観測から区別できたと考えています。

## 6. 終わりに

前節で説明した二つの観測は構造への感度が違うのが利点です。組みあわせると、片方で平均速度をおさえ、もう片方で速度勾配をおさえることができ、外核底の速度構造を精度よく求めることができます。ともにほかのところの構造にほとんどよらないことも特徴です。Ohtaki and Kaneshima (2015) ではこの方法を使って北東太平洋下の構造を調べました。今は別の地域を調べているところです。調べた結果——外核の底はどんな速度構造なのか——についてはまたお伝えできれば、と思っています。

**謝辞：**本稿で紹介した外核底の研究は金嶋 聡氏 (九州大学) との共同研究に基づいています。金嶋氏および編集委員の方からは本稿についても有益なコメントをいただ



第 5 図 Ohtaki and Kaneshima (2015) の方法の模式図。(a) 内核の上をかすめる波 (PKPbc) と内核表面で反射する波 (PKiKP) との時間差の観測。(b) PKPbc が内核表面の上をかすめるときや表面を回折するとき波の周期によって波の速度が変わることを利用した観測。波の広がりを模式的に表した。波線は実際より曲率を大きくしてある。外核の底近くをドットで示した。

きました。地図描画は GMT (Wessel and Smith, 1998), 波形表示は SAC (Goldstein *et al.*, 2003), 走時・波線計算は TauP Toolkit (Crotwell *et al.*, 1999), 波形計算は DSM (Direct Solution Method) (Takeuchi *et al.*, 1996) で行いました。ここで紹介した一部の研究には JSPS 科研費 15H05832 を使用しました。

- 注1 地震波の波長が十分短いとき、地震から観測地点までの波の経路を線で近似することができます。この線を(地震)波線とよびます。
- 注2 地震から観測地点までの距離が遠いとき、距離は角距離、つまり地球の中心からみた地震と観測点の角度で測ります。また、地震波がつくまでにかかった時間(この例では6分ちょっと)を走時といいます。ここでは地震は地表でおきたとして距離・時間をみつめました。
- 注3 外核はほぼ鉄からなる液体で、多少の軽元素やニッケルを含んでいるとされています。最近の研究によれば、鉄の比率が高くなると地震波速度は遅くなります(市川・土屋, 2017)。
- 注4 内核の半径はPKiKPの走時にほとんど効きません。波が内核表面に斜めにあたるため、多少半径が変わっても走時はほとんど変化しないためです。
- 注5 PKiKP走時の周波数依存との差をとるため、内核のP波の減衰率がPKiKPの速度の周波数依存性(Dziewonski and Anderson, 1981)を通して影響するのですが、この効果は結果にはほとんど影響しません。内核の速度も影響しません。

## 文 献

- Crotwell, H. P., Owens, T. J. and Ritsema, J. (1999) The TauP toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities. *Seismol. Res. Lett.*, **70**, 154–160, doi:10.1785/gssrl.70.2.154.
- Dziewonski, A. M. and Anderson, D. L. (1981) Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **25**, 297–356, doi:10.1016/0031-9201(81)90046-7.
- Garcia, R., Tkalčić, H. and Chevrot, S. (2006) A new global PKP data set to study Earth's core and deep mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **159**, 15–31, doi:10.1016/j.pepi.2006.05.003.
- Goldstein, P., Dodge, D., Firpo, M. and Minner, L. (2003) SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers. In Lee W. H. K. *et al.*, ed., *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part B*, Academic Press, Int. Geophys. Ser., no. 81, 1613–1614, doi:10.1016/s0074-6142(03)80284-x.
- 原 辰彦 (2005) 地球の地震学的構造. 地学雑誌, **114**, 323–337.
- 市川浩樹・土屋卓久 (2017) 外核の化学組成. 地学雑誌, 印刷中.
- Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R. and Buland, R. (1995) Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophys. J. Int.*, **122**, 108–124, doi:10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x.
- Obayashi, M., Yoshimitsu, J., Nolet, G., Fukao, Y., Shiobara, H., Sugioka, H., Miyamachi, H. and Gao, Y. (2013) Finite frequency whole mantle P wave tomography: Improvement of subducted slab images. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 5652–5657, doi:10.1002/2013GL057401.
- Ohtaki, T. and Kaneshima, S. (2015) Independent estimate of velocity structure of Earth's lowermost outer core beneath the northeast Pacific from PKiKP–PKPbc differential traveltime and dispersion in PKPbc. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **120**, 7572–7586, doi:10.1002/2015JB012140.
- Ohtaki, T., Kaneshima, S. and Kanjo, K. (2012) Seismic structure near the inner core boundary in the south polar region. *J. Geophys. Res.*, **117**, B03312, doi:10.1029/2011JB008717.
- Takeuchi, N., Geller, R. J. and Cummins, P. R. (1996) Highly accurate P-SV complete synthetic seismograms using modified DSM operators. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1175–1178, doi:10.1029/96GL00973.
- Tanaka, S. and Hamaguchi, H. (1997) Degree one heterogeneity and hemispherical variation of anisotropy in the inner core from PKP(BC)-PKP(DF) times. *J. Geophys. Res.*, **102**, 2925–2938, doi:10.1029/96JB03187.
- 宇津徳治 (2001) 地震学 第3版, 共立出版, 376p.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of generic mapping tools released. *EOS Trans. AGU*, **79**, 579, doi:10.1029/98E000426.
- OHTAKI Toshiki (2017) Explore the lowermost outer core of the Earth.

(受付: 2017年7月24日)