

PDF issue: 2025-07-03

# 北西太平洋におけるリソスフェアの地震波速度構造: 速度異方性とPo、So相の散乱減衰

#### 久保, 篤規

<mark>(Degree)</mark> 博士(理学)

(Date of Degree) 1993-03-31

(Date of Publication) 2008-06-16

(Resource Type) doctoral thesis

(Report Number) 甲1213

(JaLCDOI) https://doi.org/10.11501/3092470

(URL) https://hdl.handle.net/20.500.14094/D1001213

※ 当コンテンツは神戸大学の学術成果です。無断複製・不正使用等を禁じます。著作権法で認められている範囲内で、適切にご利用ください。



博士論文

## 北西太平洋におけるリソスフェアの地震波速度構造 -- 速度異方性 と Po, So 相の散乱減衰 --

### 平成5年3月

神戸大学自然科学研究科

久保篤規

要旨

海洋リソスフェアの地震波の伝播の実態を明らかにすることはプレートの詳細な構造 を明らかにするうえで重要である。速度と減衰はその海洋リソスフェアの構造を表現す るうえで重要な二つの物性量である。筆者は北西太平洋の海洋リソスフェアについての これらの二つの量に関係する重要な問題である

1. 速度方位異方性の再検討

2. Po, So 相と呼ばれる高周波で、効率良く伝播する波のメカニズム

を中心に取り上げ新たな研究結果について報告する。用いたデータは、1986年に行な われたDynamics and Evolution of Lithosphere Project (DELP)地震予知航海のものであり筆者 自身も参加しデータ処理、解析を行なった。本論文は上記のふたつの課題についての二 部構成となっている。第一部では海洋リソスフェアの地震波速度構造とその方位異方性 を取り扱った。海洋リソスフェアではしばしば地震波速度の方位異方性が見いだされて いる。北西太平洋では特に大きな方位異方性が報告されている。これは地磁気縞模様に 垂直な方位に速いというものであった。ここでは新たなデータをもとに北西太平洋の異 方性モデルにおける速度の遅い方向での結果を中心に再検討した。従来の異方性主軸を 地磁気縞模様に沿った方向に仮定して走時データにもとづくモデル化、WKBJ法の波形 計算との比較によるモデル化を行ない地震波速度構造を決定した。求められた海洋リソ スフェアの構造は40kmよりも浅部では平均的な地球のモデルとほぼ等しい速度勾配で あったが、40または70 km 以深ではそれよりもかなり大きな速度勾配が得られた。その 結果、深部リソスフェア(70-90 km)では8.4 km/sec程度の速度が必要になった。また自然 地震のP.S波の見かけ速度、P波の平均速度の方位角依存性を求めた。P波の見かけ速度 は異方性のモデルの遅い方位(50-90°)では従来の値よりも明らかに速く、8.22 km/sec であった。今回の長距離爆破でえられた速度構造を深さ方向に平均した速度となり、見 かけ速度と長距離爆破の結果は調和的になった。また海陸の両側から精密に再決定され た震源を用いて平均速度(震央距離/走時)を求めた。平均速度の方位角依存性がみら れるが従来の異方性モデルよりは弱い。考えうる構造で見かけ速度と平均速度との関係 を明かにした。その結果予想される、地殻、リソスフェアの構造では0.22km/secだけ見 かけ速度のほうが大きいことがわかった。この値は距離によらずほとんど一定であった ので見かけ速度に換算した平均速度、長距離爆破による速度構造、と自然地震の見かけ 速度の三つのデータをまとめた。今回のデータのみではほとんど系統的な方位依存性は 見られなかった。従来のモデルと今回のデータを同等にみなした場合でも異方性の強さ は5%程度となり従来のモデルに比べて半分以下である。

深さ方向の速度変化や、水平方向の不均質に寄るばらつきを考えると、本質的な異方 性は小さいと考えなければならない。

従来、北西太平洋での結果から海洋リソスフェアの深部の異方性が13%に至る大きい もので最上部マントルのものよりも大きいという考えもあったが、5%程度の異方性で あれば、深部リソスフェアの方位異方性が浅部で報告されている異方性に比べて特に大 きいとはいえない。

運動学的な異方性形成とプレートの成長モデルとを考える最深部のリソスフェアの異 方性はその時々のプレート運動の方向に向いているであろうとする考えがある。北西太 平洋は過去に運動方向を変えているためリソスフェアの異方性が運動学的な選択配向の 方位変化の化石となっているかどうか確かめるのに重要であるが、今回の平均速度のデ ータではこの考えを示唆するような、現在のプレート運動の方向での高速度な結果は得 られなかった。

方位異方性は従来のモデルほど強くないことがわかったので、第二部では海洋リソス フェア中を伝播するPo, So相の距離減衰について議論した。まだ十分に研究されていな い海洋における短周期実体波の減衰とその周波数依存性を決定した。また包絡線の拡が りについてしらべた。減衰と同時に議論することによって散乱の形態を良く理解するこ とができる。

短周期実体波では80年代には周波数依存する減衰が報告されてきておりほぼ確立され ているた。しかし海のリソスフェアでのこの種の報告はまだ一件しかない。海洋リソス フェア中の伝播経路では実体波としてPo, Soと呼ばれる後続の高周波の相が観測されて いて、この様な波の伝播のメカニズムがどのような構造によるものなのかを調べるとい うことは興味深い。今回のデータでは直線上の海底地震計アレイにたいしてその延長上 の地震の距離減衰を直接求めた。求まった減衰は、陸上でのものよりも小さい値が求め られた。またWake 島付近で震央距離が30°に対して求められたもうひとつの海洋での 測定の例も陸上より小さい減衰を示している。このことから海洋リソスフェア中の減衰 は周波数依存性を考慮した場合でも陸上のリソスフェアに比べて大きいということがわ かった。周波数依存性については他の研究とほぼ同じ程度の大きさで周波数の0.9 乗か ら1.1乗に比例する。この様な見かけ上の減衰の陸上との違いが、本質的な吸収による ものか散乱によるものか議論するために、不均質による包絡線の拡大に注目した。相対 的に減衰の大きい陸上の包絡線の拡がり方と比べて、海洋での包絡線の拡がり方が小さ いのか、それともほとんど変わらないのかを調べることによって、減衰に見られる違い が本質的な吸収によるのか、それとも散乱による減衰が違うのかを明かにすることがで きる。包絡線の特徴の定量化には立ち上がりから最大振幅までの時間tp、と立ち上がり から最大振幅を越えてその半分になる時間tq、が用いられた。それらの値震央距離への 依存性を見た。島孤における例と比較してその震央距離による包絡線の拡大の仕方が非 常に弱い。このように減衰と包絡線の特徴の海洋と陸上との違いは波動のエネルギーが 保存される形になっている。本質的な減衰が卓越する場合、波動のエネルギーは保存さ れなくてもよいから、このような特徴は見かけ上の減衰のうち散乱減衰が主に違うこと を意味している。これは島孤と海洋の不均質の強さや散乱の非等方性が大きく関係して いると考えられる。不均質の強さについて海洋では推定例がないが、反射率法による海 洋リソスフェアの水平成層構造のモデルに対する波形計算から、観測されるPo. So相を

説明するためにマントルにおいても速度のゆらぎは数%程度必要であるということが報告されている。これはわかっている島孤下の速度のゆらぎに比べてほぼ同程度の強さを持っている。水平成層という条件から散乱は前方散乱に限ったことになる。不均質が弱いだけでも包絡線を拡がりにくくさせることはできるが、非等方性の散乱の方がより効果的に包絡線形に影響するであろう。非等方性と多重散乱とを考えた数値シュミレーションの結果から、前方散乱の程度が強くなればなるほど、距離減衰は小さくなり、包絡線の幅は拡がりにくいことが示されている。よって海洋リソスフェア中の実体波の伝播は前方散乱の傾向が強いことによって形成されるwave guide によるものと考えることによって今回観測されたPo, So 相の特徴を良く説明できることがわかる。減衰が大きく、包絡線が距離と共に崩れにくいということから、海洋リソスフェア中を伝播するPo, So 相が陸上のP, S, 波に比べて非常に効率よく伝播していることになる。

<u>謝辞</u>本研究は宇井忠英教授のもとで行なわれました。修士課程入学以来、お世話に なった寺島敦教授、大内徹博士に感謝します。データを使わせていただいた北海道大学 の島村英紀教授に感謝します。また震源決定のデータをお送りいただき、その他多くの 助言を頂きました、東京大学地震研究所の岩崎貴哉助教授には厚く感謝します。長距離 爆破については北海道大学の関原康信さんの処理した結果を使わせていただきました。

東北大学助教授の佐藤春夫氏には氏の研究について詳しく教えていただきました。防 災科学技術研究所の小原一成博士には印刷中の博士論文のデータを送っていただきまし た。合わせて感謝します。本研究の間Sun ワークステーションを使わせ頂きました名古 屋大学の藤井直之教授に感謝します。自然地震の波形のA/D変換の際には北海道大学の 小平秀一博士にお世話になりました。はげましていただいた多くの方々に感謝します。

DELP地震予知'86航海に参加された研究者の方々、また若潮丸、第三海工丸の乗船者の皆さんに感謝します。

はじめに

海洋リソスフェアの構造の詳細を明かにすることはその成因を考えていく上でもダイ ナミクスを理解していくうえでも極めて重要な問題である。本研究は1986年北西大平洋 海域で行なわれた海底地震観測をもとにして、海洋リソスフェアの地震波速度構造の解 明を目的にしたものである。解析には爆破地震を用いた屈折法探査と自然地震観測によ りえられたデータが用いられた。論文の構成は全体として二部からなっている。第一部 は爆破地震探査および自然地震によるリソスフェアの地震波速度構造の決定である。第 二部は自然地震の散乱減衰の問題を扱った。

北西太平洋のリソスフェアの速度異方性についてはその強さが他の研究よりも大きい こと、典型的な海洋リソスフェア深部の異方性としては数少ない報告であること、北西 太平洋が過去に運動方向を変えたことなど多くの面から特徴的であるといえる。長距離 爆破探査の解析、見かけ速度の解析、平均速度の解析から従来の異方性モデルを検討し た。第二部においては海洋リソスフェアを特徴づけている高周波の実体波Po, So 相の伝 播のメカニズムについて検討した。このような波については、現在までWake 島近くの アレイでの距離減衰の決定を除いては個々の波形の特徴を調べるような研究が多く、こ れらの相の系統的な解析はほとんど見られない。周波数依存性のある減衰、更に包絡線 の拡がりの距離依存性を求め島孤の場合と比較し、その違いから海洋リソスフェアの散 乱がどのような特徴を持つか考察した。

5

はじめに

実験について

第1部 海洋リソスフェアの速度構造と異方性

- 1-1 レビュー
- 1-1-0 長距離爆破による地震波速度構造
- 1-1-1 北西太平洋での異方性
- 1-1-2 表面波による海洋リソスフェアの研究
- 1-1-3 海洋リソスフェアの岩石モデル
- 1-1-4 異方性のメカニズム
- 1-2 解析
- 1-2-1 長距離爆破解析
- 1-2-1a) データ
- 1-2-1b) 走時モデル
- 1-2-1c) WKBJ 波形計算法
- 1-2-1d) 波形によるモデル化
- 1-2-2 見かけ速度解析
- 1-2-2a) P, Po相の分離
- 1-2-2b) P波の見かけ速度
- 1-2-2c) S波の見かけ速度
- 1-2-3 自然地震の走時解析
- 1-3 議論

#### 1-4 結論

第2部 Po, So 相の減衰と包絡線の拡がり

- 2-1 レビュー
- 2-1-1 地震波の減衰
- 2-1-2 Po, So 相
- 2-1-3 不均質による包絡線の拡がり
- 2-2 解析
- 2-2-1 距離減衰
- 2-2-1 a) 方法
- 2-2-1 b) 結果
- 2-2-2 不均質による包絡線の拡がり
- 2-2-2 a) 方法
- 2-2-2 b) 結果
- 2-3 議論

2-3-1	Q値の大きさー周波数依存性
2-3-2	不均質と減衰の関係と包絡線モデル
2-3-3	High Q でかつ包絡線が拡がりにくい構造

2-4 結論

図の説明

#### 表

参考文献

実験

本研究は主に1986 年に行なわれたDynamics and Evolution Lithosphere Project (DELP)と地 震予知の共同実験のデータを用いる。この実験は、北西太平洋での長距離爆波実験の一 環として行なわれたもので1977年、1978年[Asada et al. (1983)]に行なわれた実験で高速 度のP波速度が得られなかった方位について場所を変えて行なったものである。実験の 全体像はJapanese DELP Research Group on Deep Structure of the Oceanic Lithosphere. (1990)に報告されている。観測点数、ショット数、ともに従来の実験を上回る大規模な ものであった。実験は約130Maの海底年代の海洋底で行なわれた。

この実験に用いられた海底地震計は、東大理学部、北大理学部、東大地震研、千葉大 理学部、の自己浮上式海底地震計である。各機関の用いている海底地震計の特徴は 末 広(1991)にまとめられている (表 0-1)。本研究ではこの内 東大、北大型、について のデータを用いている。また一部 東大地震研型のデータを使用している。

データの取り扱い

刻時について

海底地震計に用いられる地震計は自己浮上式で各OBS が独自の時計を有する。刻時の 精度は5×10<sup>-7</sup>(0°-40°C)である。水中にいる間の 、標準時からずれていく割 合を船上にいる間に測り続けて投入時、回収時の時間差を外挿して求める。この値から 観測中の標準時からのずれを与える。またレコーダーのチャンネル間の時間差を主に観 測前のテスト録音の情報から補正して求めた。

船位の決定

現在の位置決定はGPSを用いるが、この当時まだGPSは十分ではなかったので、この 実験での位置の決定はロラン-Cで行なった。誤差は一般に100-200mとされる。

8

1-1 レビュー

地震波速度の異方性は表面波、実体波を問わず議論されている。Hess (1964)によって ハワイ沖で海洋底の最上部マントルが方位によって速度が2θ(θ:方位角)で系統的に変 わることが報告されて以来、各所で報告されている。これらの研究はリソスフェアの最 上部を伝播するものともっと深くまでもぐっているものとに分けられる。P波の方位異 方性について、簡単にその強さとパスの長さについて分類を表.1-1の様にしめす。最上 部を通る波だけを用いるようなケースはとしては典型的な方位異方性の探査の手法であ る同心円状のシューティングによるものが上げられる。加えて直交する二つまたはそれ 以上の屈折法探査の測線がとられることが多い。この場合円の半径は最上部マントルの 屈折波が出現する当たりにとられる。こうして調べられる異方性はこのような探査は最 上部マントルの異方性を反映していると考えられる。この様な探査での典型的な例とし てShearer and Orcutt (1985)による南太平洋でのODPでの実験がある。しかし最上部マント ルよりも深くもぐる波についてはどの深さまでもぐったかが各方位のパスで異なる可能 性が出てくる。Firbas (1988)は傾斜の不均質と異方性の両方の構造で、走時と振幅の計 算を行ない,それぞれの場合200 km 以上の震央距離で同じ程度の重要性があるとした。 表1-1で 地震波のパスがマントル最上部を通過すると考えられるもの"upper most", "deep" としたものパスがリソスフェアの深部にまでもぐると考えられるものである。Talandier and Bouchon (1979)によるフレンチポリネシアの場合異方性の強さは20の係数として 0.1km/sec, 2%で小さく。ヨーロッパにおいては、Bamfold (1978)によって20の係数とし て0.3 km/sec の強い異方性が報告されている。P波の走時異方性と比較して、S波の偏向 異方性は本質的異方性の存在の検知では有効な手段である。Vinnik et al. (1989)は SKS, ScS の解析からヨーロッパにおける方位異方性を確認している。残念ながら海洋地域に おける海底地震計によるS波の偏向異方性による報告はまだ極めて少ない。最上部マン トルでは異方性は、波線が深くもぐる場合に比べて曖昧さが小さいがPurdy (1983) によ れば大西洋でのcircle shooting では異方性が検知されなかった。このことは大西洋の拡大 速度の遅さに原因を求めることもできるが、一見均質なリソスフェアでも異方性をもた ないこともあるということが示された例である。

1-1-0 爆破による海洋リソスフェアの構造

Hales (1970) は海洋では最初にメキシコ湾で長距離発破による実験を成功させた。距離360 km 以遠で8.7 km /sec の速度を観測した。彼らは800 km での振幅の減少を認め、約100 km の厚さのリソスフェアをモデル化した。LADLE Study group(1983) は大西洋での800 kmの測線長の実験を行ない600 km 付近に振幅の強い相が見られることがわかった。理論地震記象と比較解析を行ない、P波速度 8.5 km /sec の層を深さ55 km 以深においた。それ以浅の速度は8.2-8.4 km /sec であった。彼らはパイロライト やペリドタイト

を初期成分としたモデルではこのような高速度は考えにくいので 深部のこの相がエク ロジャイト層に対応するであろうとした。日本の海底地震計を用いた研究グループは繰 り返し北西太平洋とマリアナで実験を行なった。その結果、距離1000 km でのわずかな 走時の飛びを示した[Asada and Shimamura (1976)]。求められた深さ方向の構造は約80 kmの厚さのリソスフェアとその下の20 km 程度の低速度層をもっている。

#### 1-1-1 北西太平洋における異方性

北西太平洋では1970年代になって長距離爆破を海底地震計で捕える観測が繰り返し行 なわれ、図1-1に示すような測線のデータから、強い異方性が報告された。Shimamura et al. 1983)が報告した異方性を求めるために用いられた実験の場所と速度の方位依存性 を示す。この異方性は長距離爆破による屈折法探査と自然地震の見かけ速度の決定によ る。これらの波は数百km以上の伝播距離で決定されたもので波はリソスフェアにかな り深くまでもぐっていると考えられる。この研究の結果によるとリソスフェアの異方性 は20の係数として0.55 km/sec で13%の強さとされた。またShimamura et al. (1984) ではリ ソスフェア全体の異方性が主張されているが、異方性モデルで速いと考えられた方位で の長距離爆破(Longshot6) [図1-2(a)]でも近距離では8.2 km/sec の速度が認識されてお り強い異方性が深部に限定されるのではないかと考えられる。この大きさは今まで報告 された他の結果に比べて大きい。また等方性からの摂動で表しえる範囲を越えている。 この異方性は地磁気縞模様に直交する方向に速いとされている。最も速い方位は155°、 遅い方位は65°となっている。遅い方位では明瞭な初動が見えず最新の地磁気縞模様を 図1-2(b)に示す(Nakanishi et al .1992)。この異方性の研究がなされた当時は Hilde et al. (1976)の結果が主に用いられていた。この間の進歩として'Kashima Fracture Zone'の認識 などがある。このFracture zoneはLongshot 2の際のOBS配列、と浅い角度で交わっており (S波の高速度の相を発見した観測でもある)何らかの影響を受けていると考えられる。 この地域の異方性が報告されるなかIshikawa (1984) は40Maの太平洋プレートの運動方 向の変化に注目し、リソスフェアの深部は現在のプレートの運動方向に速いのではない かとした。太平洋プレートの現在の運動方向は北西太平洋において120°程度である。 運動学的な方位に選択配向が起こり異方性のメカニズムとなっていることは、現在も異 方性メカニズムの主流の考えであり、これとプレートの成長モデルを同時に採用するな らば運動方向の変化に対応する異方性が残されていると予想される。Yoshii (1975) のプ レートの熱的な成長モデルによると130Maの年代の海洋底 での場合、40Ma のiso- age の 境界面は厚さ85 kmのリソスフェア中の70 kmの深さに当たる。よって図1-4[Ishikawa (1984)]のように深部の異方性が複雑に存在する可能性がある。Butler (1985) はWake のア レイで見かけ速度による異方性を報告した。速い見かけ速度が見つかった方位は280° 方向と求まったがこのアレイの下の地磁気縞模様とは相関しない(図1-3)。この方位の パスの最深点と思われるマリアナ沖では確かにその方向に地磁気縞模様が向いている。 しかし現在のプレート運動の方向もこの向きと大きく変わらないことからどちらの方向 に相関しているのか明確ではない。震央距離が長いので最深点はかなり深くなっている

と思われる。深くまでもぐる場合、上記のようなプレート運動を変えた様なところでは 地磁気縞模様に関係を求めるのは難しい。むしろ現在のプレート運動の方向と考えたほ うがよい。最上部マントルでは最深点の一致に対しての曖昧さがないため、かなり厳密 に方位依存性を吟味することができると考えられる。しかし十勝沖での実験ではIwasaki etal. (1989) が直交する二つの測線で同じ7.9 km/sec という速度を報告している (図1-5)。 この測線は厳密には地磁気の縞模様というよりも海溝の走行を意識して設定されていて、 地磁気縞模様から20°程度ずれている。しかし7%の異方性があれば,0.3 km /sec 程度の 速度差が見られると考えられる。

自然地震の走時を用いた研究では、Ostrovsky et al. (1992)が北西太平洋での複数の海底地震観測データの解析からその平均速度の方位角分布から異方性を確認できたとした(図1-6)。しかし平均速度の精度のよい決定のためには精度のよい震源が必要である。

1-1-2 表面波による海洋リソスフェアの研究

実体波の経路は陸上での観測だけでは大陸間の震央距離の場合最深点が非常に深くな るので海洋リソスフェアの情報は得られない。そこで表面波が用いられる。Oliver (1960)は大陸と海洋では分散の様子が異なること示しその地殻構造の違いを明らかにし た。Yoshii(1975)は海洋プレートの成長の様子を年代によって変化する分散のモデルで 説明した。ラブ波とレイリー波の構造のずれからKaminuma (1966) は異方性を考えざる お得ないことを示した。けれどもモデルパラメータとして正面から異方的ものが使われ るようになったのはその後70年代後半からであり横方向に等方な異方性を導入して解析 されるようになった。その結果比較的薄いリソスフェアのモデルが提唱されはじめた。 方位異方性をトモグラフィを用いて求める研究も80年代には始まっている。Suetsugu and Nakanishi (1987)は各周期の太平洋での方位異方性を求めそれが統計的に有意である ことをしめした。Kawasaki (1986) はオフィオライトに見られる異方性をリソスフェア全 体に仮定しその厚さが太平洋の平均的な年代でたかだか45km 程度であるとした。ここ で仮定された異方性はかなり強いが一般的に求められた方位異方性はレイリー波の場合 1-3%である。ラブ波の場合方位異方性はほとんどど見られない。また横方向の等方性 を仮定した場合の鉛直方向と水平方向のあいだの異方性も3%程度である。Nishimura and Forsyth (1988) は周期と共に異方性の速い方向が変化していることを示した。これは 先にのべたIshikawa (1984)の提唱した考え方に沿った観測結果である。しかしSuetsugu and Nakanishi (1987)の結果はそれとは一致しておらず周期に依存せず現在のプレート運 動の方向に向いていることを示した。Nishimura and Forsyth (1989) がおこなった古拡大 方向に異方性軸を仮定して解いた解において、太平洋の若いプレートでは、異方性は 220 kmの深さまで見られるのに対して、古いプレート(80Ma)では50kmまでしかみられ ないことを報告した。彼らはこのことから太平洋プレートの運動方向の変化が異方性に 影響していると考えるのが妥当であろうとした。Montagner and Jobert (1988), Montagner and Nataf (1988) は異方性の高速度軸方向を水平面内仮定するのではなく、任 意の方向としてこれらを逆問題で求めるベクトリアル トモグラフィーをインド洋で行

なった。この結果従来の異方性トモグラフィよりも複雑なパターンが求められた。より 長い周期ではTanimoto and Anderson (1984) がマントル対流、つまり現在のプレート運動 に非常に相関の高い結果を示した。このことは少なくともアセノスフェアで支配的な選 択配向は現在のプレートの運動方向になっていることをしめしている。

Yoshida (1990) は横方向に等方的なモデルにおいて年代ごとの深さ方向のSv波速度構造を求めた。深さ方向の速度構造としては30 km付近の深さに低速度層を持つ構造であったがより深部に向かっては増加傾向のある速度構造となった。130 Maではリソスフェアの厚さは約70 km 程度となった。

#### 1-1-3 海洋リソスフェアの岩石モデル

Shimamura et al.(1977)は地震波速度の観測結果と20kbarでのオリビンーパイロキシンー ガーネットの三成分系に対する高温高圧の実験からリソスフェアの下部の温度圧力では ガーネットが60%以上入っているだろうとした(図1-7)。しかしその後Shimamuraらによ る一連の論文で異方性を主張している。Shimamura(1984b)ではリソスフェア全体の異方 性を主張している。しかしながらガーネットはほとんど等方的である[例えば Bubska (1981)]。異方性のモデルの場合はおもにオリビンの選択配向などによって説明される。 両者のモデルは相いれない。速い地震波速度を異方性で説明するか、等方的な速度で説 明するか大きな問題である。

Yoshii (1975) はプレートの成長モデルを分別固化のモデルと非分別固化のモデルの ふたつのモデルを考えた。熱的なモデルプレート成長モデルの説明には分別固化のモデ ルの方が都合がよい。分別固化のモデルでは浅層からカンラン岩、ザクロ石カンラン岩、 エクロジャイトの三層の分化が見られるであろうとした。海底の屈折法探査でえられる 8.3, 8.4, 8.6 km/sec の速度がこれらに対応するのではないかとした。

1-1-4 異方性のメカニズムと探査

上部マントルの地震波速度の異方性は単結晶での測定結果と体積組成からオリビン、 パイロキシン、の選択配向に寄るものであると考えられている。海洋リソスフェアでの 異方性はオリビンの[100] 軸が流れの方向にそろことによって形成されているとされる。 Hess(1964) は速度差0.6 km /secのかなり大きな異方性を報告した。その後見つかる異方 性は必ずしもそれほど大きくないことが多い。Shimamura et al. (1983) で報告された異方 性がそれよりも大きい異方性をもつということはどう考えたらいいのであろうか。唐戸 (1986) によると上部マントルの異方性をつかさどるメカニズムとしては二つありひとつ は比較的高温、低歪みで卓越する転位すべりの効果で、ありもうひとつは低温、大歪み で卓越する動的再結晶の効果である。その卓越の優位さの境界は深さ10-50 km であると 考えられている。よって異方性の強さは深さによって変わりえる。唐戸 (1986) は深い ほうが異方性が強いことがありえてShimamura et al. (1983)の強い異方性の結果は、そう考 えると矛盾がないと述べている。一方Nishimura and Forsyth (1988)では表面波のインバー ジョンの結果から太平洋のレイリー波の位相速度の方位異方性は短周期側でより大きく なっており浅部又は最上部マントルの異方性がそれ以深のマントルよりも強いことを示 す。異方性の深さ依存性がどちらのセンスになっているのかが重要な課題である。先に も述べたように深くもぐるような波は水平方向の不均質とのコンタミネーションを引き 起こす可能性が強くなる。より詳細なイメージを明かにするには現在のプレート運動の 方向での高速度の出現についてもっと検討しなければならない。

我々が知りえるマントルの異方性の情報としてはオフィオライトによるものと、捕獲 岩によるものである。Christensen (1984) によるとオフィイライトの異方性は地質学的に 考えられる運動学的な方向よく一致する。しかしオフィオライトの情報は最上部マント ルに対応しており深部の情報としては捕獲岩のものしかない。この場合深部の地質学 はわからないが面構造と斜交する選択配向が見られるものがあり、より複雑と考えられ る。

1-2 解析

ここではこれまで異方性のモデルで遅いとされていた方向での長距離爆破の解析と自 然地震の見かけ速度、自然地震の平均速度の方位依存性を決定を行なった。データは共 に1986年7月DELPと地震予知計画によってえられたものである。海底地震計の投入位置 を図1-8に示す。長距離爆破と小発破測線を図1-9に示す。地殻構造は小発破測線に沿っ て求められている。これらに対する地殻構造モデルは筆者や関原らによって求められた [Kubo (1989),関原(1990)、Nagumo and Kubo et al. (1990)]。地殻構造の解析例 (観測 波形、走時計算例、レイパス)を図1-10に示す。Kubo (1989)、関原(1990)による地殻 構造モデルの重ね合わせを図1-11に記す。求められた地殻構造は厚さ7-8 km で第二層の 速度4.0-5.0 km /sec, 第三層の速度6.7 - 7.2 km/sec の典型的な海洋地殻のものであった。 長距離爆破測線での観測点下の水深を図1-12 に示す。

1-2-1 長距離爆破解析

1-2-1 a) データ

平均的な地下構造を求めるために東西の測線上用いた。図1-13 に東北東一西南西方向 の測線の記録8点分を示す。すべて北海道大学海底地震観測施設のシステムにおいて処 理された。TOBS2,3,4,5及びTOBS 13,14,15,16を逆測線として解析した。これらの観測 記録から走時を読み取り、地形に関する補正を行なったものを図1-14(a)に示す。補正に 関しては観測点i,爆破震源をjとするとき垂直入射を考えて

> tcor =  $(h_j - h_i) * (1/V_2 - 1/V_1)$ 但し ここでhは水深  $V_2$ は基盤の速度

#### V,は水中の音波速度である。

 $V_2 = 3.5$ km /sec , $V_1 = 1.5$ km/secを補正値とするような走時の補正を行なった。東側から 西へのパス $\Delta$ 印と西から東へのパス $\bigcirc$ 印はほとんど同じ走時曲線上にのっている。よっ て平均的な構造はほぼ水平成層構造で良いことになる。得られた走時曲線には、震央距 離100 km 付近から8.0 km /sec 以上の速度が見られ、800km 以上では見かけ速度 8.3-8.4 km /secになる。

1-2-1 b) 走時モデル

初動走時データについての分布から走時モデルを求めた。走時一距離のデータから試 行錯誤によって速度勾配モデルを作った。上に述べた走時のモデルについてそれをみた すような走時のモデルを求める。

走時計算は二次元波線追跡[Odegard (1975)] によって行なった。この方法では極座標系 におけるスネルの法則を常微分方程式化しそれを4次のルンゲクッタ法で解いている。 速度は不連続面の上と下で与えそれらを深さ方向のスプライン補間でもとめた。できる だけ単純なモデルで説明するために、平均的な初動走時曲線をほぼ満足するモデルとし て速度勾配一定のモデル、test0を作った。このモデルは深さ15 km で8.1 km /sec,90 km で8.25 km /sec というモデルである[図1-16]。その速度勾配は0.002 S<sup>-1</sup>である。このモデ ルでは1000 km を越える距離では走時曲線を説明するのに困難である。2層として走時 曲線の折れ曲がりを800 km 付近においたモデルを考えた。40 km までは上のモデルと同 じであるが90 km で8.35km /sec となっている。遠距離における初動の検出は振幅が小さ く困難であり、これらの二つのモデルの優劣を走時データとの比較だけで決めることは できない。より詳細な構造の議論には振幅の評価が必要になる。

1-2-1 c) WKBJ 波形計算方法

北西太平洋の長距離爆破の解析には従来の走時のみの解析しか用いられていない。今回は走時に加えて振幅の評価も行なった。波形計算にはChapman (1978)のWKBJ 法を用いた。WKBJ 法は成層構造に対する波形計算法である。成層構造の場合任意の波形は次のような二重積分で表される。

 $u(t,x) = \frac{1}{4\pi^2} \int \hat{\vec{u}}(\omega,p)(-i\omega)(-sgn(\omega))exp\{-i\omega(t-px)\}d\omega dp$  $\sum \vec{c} \subset \vec{\nabla} \quad \hat{\vec{u}}(\omega,p) = -i \ sgn(\omega)exp\{i\omega\tau(p)\}R(p)$ 

R(p):Rayに沿った反射率透過率の乗積 て(p):垂直走時積分

これらの方法のうち周波数積分をさきに行なうものをslowness 法, 周波数積分をあと で行なうものをspectral 法という。spectral 法は構造のレスポンスをすべて計算すること になる。この方法には厳密法としてしられるreflectivity法などがあるが構造が複雑になる と計算時間がかかる。これに対してslowness 法 では実際の波形に効果的に効くような generalized rayに対して計算ができるため効率がよい。Chapman and Orcutt (1985) では reflectivity 法などの厳密法との比較を行ない屈折法の初動付近の振幅を議論するために はWKBJ 法で十分であることを示した。

WKBJ 法はもともと直交系で書かれた計算法であるがEarth Flattening Transformation を用いて地球の曲率を補正した構造について入力した。極座標 $(r,\theta)$  での速度 $\alpha$ 、密度 $\rho$ は つぎのような変換で幾何学的拡がりや反射率を変えないように直交系(z,x)に変換で きる。

> z=Rln(r/R)  $x=R\theta$   $\alpha_{f}(z)=(R/r)\alpha_{S}(r)$   $\beta_{f}(z)=(R/r)\beta_{S}(r)$   $\rho_{f}(z)=\rho_{s}(r)(r/R)$ f : flat s: spherical R: radius of the Earth

1-2-1 d) 波形によるモデル化

走時や波形を等方的な方法で計算することは測線と異方性の主軸が揃っていることを 仮定したときに可能である。従来の異方性モデルを検証するために異方性モデルで遅い とされる方向での観測記録について理論波形と比較した。波形計算に際して地殻構造は 平均的な地殻構造を仮定した。密度はBirch (1961)によりVp(km/sec)=-1.87+3.05p(g/cm<sup>3</sup>) の関係を用いて仮定した。合成波形と比較するために用いたのは、TOBS 2,3,4,5 につい ての重ね合わせの波形である。まず走時モデルtest0,ttnのモデルについて波形合成を行 なった。test0のモデルとに対する合成波形を図1-15に示す。観測される距離全体で同等 の振幅が届く結果となった。これは観測結果における800 kmのフォーカッシングと合 わない。つづいてttnモデルについて示す[図1-16]。このモデルでは800km 以遠で強い振 幅が見られ、観測される特徴と一致する。

振幅の強い層が記録断面上で上に凸の走時曲線となるが実際の記録では下に凸の走時 曲線の相が見られる。このような特徴を合わせるためにはより速い層を下において走時 曲線が戻りになるような振幅が必要になる。このような特徴を反映させたモデルがttnb である。このモデルではretrogradeの反射相が見られる[図1-17]。800-1000 km での振幅 の減少の様子が説明される。これらのモデルを重ね合わせたのが図1-18である。L6につ いては異方性の速い方向での解析結果[Shimamura et al. 1983)]であり、それ以外はこの実 験での速度モデルである。リソスフェアの速度構造は40 km以浅で標準の速度構造(例え ばJeffreys -Bullen では0.0025 s -1 程度)に比べてほぼおなじ速度勾配を持っていること がわかった。

また深部では8.3 km/sec - 8.4 km/secの速度が必要であっ(ttn,ttnb)。今回の観測で今ま で遅いとされていた方向でも, Shimamura et al. (1983)に報告された遅い速度7.6 - 7.8 km/sec に比べて明らかに速い速度がえられた。 1-2-2 見かけ速度解析

見かけ速度についてその方位角依存性を求めたい。観測点配置の関係から主に異方性 モデルの遅い方位について議論することになる。実際に見かけ速度を求める前に相の認 識について考える。海洋のリソスフェアでは初動のP波及びそれに遅れる高周波の波Po が分離することがある。海洋底でとらえられている波形がどちらを反映しているのかに ついて議論をする。

1-2-2 a) P, Po 相の分離

見かけ速度を決定する際に最も重要なのはどの相を見ているのかをはっきり認識して おく必要があると言うことである。今までに報告されている分離の例としては図.1-20の 様に二つの例がある。ひとつは海洋地域において遠地(22<sup>°</sup>以上)での観測(図1-19(a) )である。もうひとつはそれほど遠地でなくても沈み込み帯の深発地震を観測した場合 である(図1-19 (b)) [Nagumo and Ouchi (1990)]。見かけ速度を決定して構造を議論するた めに我々が見ている相が何であるか明確にしておく必要がある。

まず図1-19(a)のケースについて実際の例としてはWalker(1981)の様に、海洋底中の 島での観測によるものがある。Sutton and Walker (1972) は北西太平洋の島嶼上での地震 観測から震央距離40° までのP波初動走時データを示した[図1-20(a)地図参照]。これ対 する平均速度の震央距離分布が図1-21(a)の+印となる。これに加えてSutton and Walker (1972)が観測した後続の高周波のPo相の平均速度を描いた[図1-21(a) 黒丸]。1991年から 気象庁が南鳥島で半年間試験観測を行なったのでその間の初動データの平均速度も加え ている。この記録から本来Po相は22°以上で初動のP波との間に明確に走時に差がつく ことがわかる。これに対して海底での記録ではOstrovsky et al. (1992)はP波の平均速度 として図1-20 (b) のパスを用いて図1-21(b) の平均速度データを示した。先のSutton らの 研究と比較すると明かに初動のPとなるべき相が観測されていないことがわかる。これ は本質的な違いかも知れないがのS/N に関係した検知能力の差かも知れない。同様のこ とを深発地震でみてみることにしよう。この様な相の分離が今回の北西太平洋での観測 データから見られるかどうか確認するために、バンドパスレコードセクションと連続ウェ ーブレット変換を用いて距離とともに周波数の違う波が分離するかどうかを調べた。図 1-23にバンドパスフィルター記録を示した。標準走時(ここではiasp91 モデル[Kennet et al. (1991)])に対して遅れていてかつ、見かけ速度も小さい比較的高周波の相が見られ る。図1-22のNagumo and Ouchi (1990)の例と比べると初動の相が見えていないことにな る。図1-24 には各観測点での連続ウェーブレット変換図を示した。周波数分解をして みても初動に当たる相は分離は困難であった。これは図1--23の伊豆小笠原に比べて沈み 込み帯の角度が緩やかであるためにスラブのしたを通ってくる波が震源付近でうまく分 離できずにほとんどの波がスラブにそって伝播してくるのだと考えられる。

このように海洋底における実体波の二種類の分離例について海底地震計による観測例

を調べるとしばしば初動部の欠落が見られる。本来後続相であるPo, So 相がOstrovsky, Po 系列の内、初動のP波認識されていないことがわかる。マグニチュードがそれほど大 きくない微小地震の場合、我々が見ている主な相は相対的にエネルギーの大きなPo 相 的なものが見えていると考えられる。

1-2-2 b) P波のみかけ速度

見かけ速度の決定はレコードセクション上で行なった。見かけ速度の決定に利用した 地震を図1-25に示した。観測点補正値は各観測点直下の地形を使って

> tcor =  $-h_i * (1/V_2 - 1/V_1)$ 但し ここでhは水深  $V_2$ は基盤の速度 V,は水中の音波速度である

とした。基盤の速度3500 m/secとした。今回の観測点配置は直交する二つの線上にのっ ているためこれらの方位の双方から遠い方位では見かけ速度の方位角分解能が落ちる。 よってazimuthで110°を中心とする方位では見かけ速度は分解能があがらない。TOBS8 から見て290°までのものは東西の測線を用い,それ以上のものは南北の測線を用いた。 求められた見かけ速度方位角はTOBS8 から見たものを用いた。それぞれの測線から30 °以上離れた部分に網目をかけている。これは双方の測線から遠いために方位角の分解 能がよくないと考えられる領域である。見かけ速度の決定例を図1-26、27に示した。そ れぞれ東西測線によって求めた場合、南北測線によって求めた場合である。方位角分布 図1-28は従来の速度の遅い方位(55-90°)でも平均的には8.22 ± 0.07km /sec程度の見 かけ速度が得られた。また305°以上の方位角でも8.1-8.25 km /sec の見かけ速度がもと まっている。この速度を長距離爆破の図1-15と重ね合わせると、自然地震で求まった見 かけ速度は長距離爆破で求まった速度構造、tm,ttnbの深さ方向の平均的な速度にほぼ一 致する。見かけ速度は最深点の速度に対応するがこの場合、距離と見かけ速度決定にも ちいた距離範囲が同じ程度の大きさであるので、速度勾配モデルにおいては深さ平均の 速度に対応すると考えるのが妥当であろう。

1-2-2 c) S波の見かけ速度決定

岩石の鉱物組成を考えるうえにおいてはS波の速度を求めることも重要である。S波に ついてもみかけ速度を決定した。観測点補正値はP波のものに1.73倍とした。S波は初動 の明瞭さがP波よりも落ちるため、決定できるものは少なかった。S波の見かけ速度を求 めるのに用いた地震の震央を図1-29に示す。見かけ速度の決定例は図1-30の様なる。P 波について8.22km /secであったところが約4.69±0.04 km/secとなった。その速度比は 1.75 である。この値はShimamura (1977)の報告するS波の見かけ速度4.88 km/sec に比べて 明らかに小さい。Butler (1985) によるWakeのアレイでの結果はかなり小さく平均的な速 度4.57 km /secでる。この値は今回の測定結果に近い。またYoshida (1990) による表面波のSv 波速度構造は130 Maでは4.55~4.75 km /sec でほぼ深さ方向に増加する。今回求まった見かけ速度はこのちょうど中間的な値となっており、P波と同様に速度勾配のモデルで空間的に粗い観測点で見かけ速度を求めた結果と考えられる。

1-2-3 自然地震の走時解析

今回のデータについては見かけ速度の決定は観測点配置のため特定の方位角でしか精 度良くもとめられない。よって震源の精度良いデータのみを用いて見かけ速度ではなく 絶対的な走時を用いてP波の速度を見積った。観測期間中の地震について国立大学震源 カタログ[Earthquake prediction data center, (1986)]の震源要素についてDELP'86 測線上で の海底地震計の初動走時を求めると、図1-32の様になる。70 kmよりも浅い地震に対し て求めた走時は大きくばらつく。このバラツキの大きさは震源の深さによる違い(0-70 km)によるバラツキの範囲よりも明かに大きい。構造の不均質と震源決定の誤差が原因 として考えられるが、陸側だけの観測から求めたことから震源の誤差が最も大きな原因 であると考えられる。平均速度を精度良く求めるためには精度の良い震源データが必要 になる。震源データの善し悪しは観測点と地震の空間的な配置に良って決まる。とくに 海溝に近い地震は陸上側からだけではうまく決まらない。この1986年DELP実験の際に は根室沖においても同様の海底地震観測がおこなわれていた。Iwasaki et al. (1991)では、 この観測のデータと北海道大学地震予知センターのデータを両方用いて震源の再決定を 報告している。観測点配置と求まった分布を震央分布を図1-33に示す。このデータセッ トの中でとくに決定精度の良いものを用いて走時解析を行なった。

ここでは正確を期すためIwasaki et al. (1991)の再決定震源の誤差の水平各成分が3 km 以内になるような地震を選びその地震に対して走時を求めた。すべて海底地震計の配置 と陸上の観測点との間で深さ30-50 kmの地震であった。これらの震源から海洋上の観測 点で立ち上がりが明瞭なもので震源からの距離を800 km 以内のもののパスを図1-34に示 す。これらの震源の位置をそれよりも南で行なわれた屈折法の構造の断面[図1-5][ Iwasaki et al. (1989)]と比較することによってマントルの地震であることがわかる。図 1-35に観測波形例を示す。

これらの地震の走時データから平均速度を求めた。国立大学震源カタログの場合と海 底地震計を含めた再決定された震源の場合の平均速度の比較は図1-36のとおりであり、 その速度のばらつきは大きく改善されている。平均速度は地殻の存在や波線の曲がりの 影響とを含んだ量である。このことで速度がどう変わりえるかを実際に近いモデル上で 波線追跡を行なうことで評価した。震源をマントル下30km (用いた震源の深さは30-50 kmに分布する。)として海洋地殻を平均的なものに仮定し、途中の海洋リソスフェア には今回求められた速度構造を仮定した場合、見かけ速度と平均速度との差は震央距離 にほとんど依存せず0.2 - 0.22 km /sec である[図1-37]。これによって平均速度と見かけ 速度の関係を用いて換算し直すと速度の分布は方位角100°付近で見かけ速度による決 定した速度と平均速度で求めた速度が一致することがわかる[図1-38,+印(見かけ速度、 △印(平均速度)。平均速度には方位角依存性が見られ170°方向のデータが最も大き な値をしめす。

#### 1-3 議論

海洋リソスフェアの平均的な速度構造として速度勾配モデルが求められた。最上部マ ントルでは地設構造探査による結果から7.9 km /secの速度が得られている[関原(1990)]。 しかしながら、長距離爆破による最初に現われる屈折波はインターセプトタイム5.3秒 程度で見かけ速度は8.1 km /secであるので、ごく薄い領域で速度増加している可能性が 高い。このような構造は地殻マントル間の遷移相の存在を示唆している。それ以深では 速度勾配は深さ40km までは平均的な地球のモデルとほぼ同じ値をもっている (0.0025 s<sup>-1</sup>。走時解析と波形の振幅から深さ40km または70km以深ではもっと大きな速度勾配と なることが必要になる。tnモデルでは40km以深の速度勾配が0.0046s<sup>-1</sup>, ttnbモデルでは 70kmまで0.0025s<sup>-1</sup>程度であるが70 km 以深で0.01s<sup>-1</sup>まで大きくなっている。少なくとも 数十kmに何らかの速度勾配が不連続になる境界が必要となる。このようなリソスフェ アの数十km 以深の速度勾配の増加は200 - 300 km 以遠に振幅の強い領域を作る。このよ うなフォーカッシングは20 kg の薬量の爆破が数百kmまで届くこと[関原 (1990), 大内、 南雲 (1990), Nagumo, Kubo et al. (1990)] を矛盾なく説明することに必要であると考え られる。

深部リソスフェアに速度勾配の大きい層を置くことによって、深さ90-100 km で速度 は8.4 km /sec 程度に達する。観測された初動は1000 km 程度まで追うことができるがそ れ以上は確認できない。1000km まででは顕著な低速度層の影響は見いだされていない ので、リソスフェアの厚さとしてははっきりした制限を与えることはできない。波形計 算の結果から考えると100 km以深は今回のデータからはほとんど制限できない。 90-100km 程度の深さで8.4 km /secの速度であるということは異方性モデルの遅い方位の 速度よりもかなり大きい。異方性の遅いとされる方位で長距離爆破の深さ方向の構造が 求められたのははじめてである。長距離爆破の速い見かけ速度が出た記録でも8.6 km/secの速度が出現するのは600 km より遠くであり浅層に8.2 km /sec の速度が認識され ている。から構造のパターンはどちらも深部が早くなっている。Shimamura (1984)では これからの課題は深さ方向の異方性の分解であると述べられている。今回の構造と速い と考えられているLongshot6を比べると最上部マントルでは0.2 km /sec 深部の80 - 100 km では0.25 km /secとなり異方性がそれぞれの深さで見ると速度の差は3 %程度である。こ れは13% 異方性の強いモデルとは大きく異なる。

今回得られた長距離爆破の構造に現われる速度と測定した見かけ速度と平均速度のデ ータをShimamura et al. (1983)の速度の方位角依存性に重ね合わせたものを図1-38 にしめ した。今回求まった見かけ速度データや平均速度から0.2 km /sec のバイアス換算した速 度の方位角依存性はほとんどない。100°以上でばらつきが多少大きくなるが地磁気縞 模様に相関のある異方性は1,2%もない。図1-39にはShimamura et al.(1983)による見か け速度のデータと今回得られた速度をあわせてプロットした。cos(20)での回帰式はV (0)=8.23 + 0.21 cos(2(+163))であった。この係数から異方性の大きさは5%である。水 平不均質の影響によるデータのばらつきを考えると求められる異方性の大きさは3%程 度、大きくても5%までであることが考えられる。異方性の強さの水平方向の不均質も 考えられるがまずは単純な水平方向の不均質を考えるべきであろう。トモグラフィー的 な研究による水平不均質によるものと、異方性によるものに残差の減少について比較す る必要がある。表面波では、長距離爆破では水平不均質による影響がどれだけ方位依存 性に影響しているかが定量的に評価できていない点が問題として残る。

今回の結果から深さ方向のバラツキや水平不均質によるバラツキを考えると異方性の 強さは数%以下であることが考えられる。表1-1によると北西太平洋での結果だけが強 い異方性を示していたので、数%以下であれば他の研究の値に比較して強いとはいえな い。よって海洋リソスフェア深部が特に異方性が強いと考えることは難しい。よって選 択配向の転位と動的再結晶の両方が効いて深部の異方性が強いという考えは、観測事実 の方を見直す必要がある。

現在のプレート運動の方向は120<sup>°</sup>程度の方位角であると考えられるがこの方位では 特に速い速度は得られていない[図1-38(a)]。速度は8.2 km /sec で平均的な値である。運 動学的に選択配向した層が図1-40にYoshida (1990)の表面波を用いたSv 波の構造を示す。 これによると今回の我々の研究領域は130Ma 程度の年代でありS波の速度は4.5 - 4.75 km/sec となる。我々が求めた見かけ速度はその深さ方向の平均に近い。このことはリソ スフェアの内部の速度構造がP波もS波も深さに関して増加関数であり、正の速度勾配を していることを意味する。

Shimamura et al. (1977) に参照されている岩石実験において深部のリソスフェアを考え てVp =8.4 km /sec, Vs=4.73 km/sec とすればやはりガーネットの量がかなり多くなる(図 1-40)。しかし速度が遅い分高温領域での存在の可能性しか残らないため、50 km 程度の 浅い領域からガーネットが多量に入っているモデルは考えにくい。Shimamura et al. (1977) におけるS波速度の高速度は異常に速くNakanishi et al. (1992)の"Kashima fracture zone" と平行に近い角度で交わっているのでこれらの影響も観測点近傍の影響がでてい る可能性が残る。

今回求められた構造は速度勾配モデルでありマントル中に明瞭な速度境界は示されなかった。分別固化の様な枯渇による分別が起こっている場合境界が明瞭でなければならない。今回のモデルはそのような屈折相の分離は明瞭には見られなかった。又速度も 8.4 km /sec 程度までであるから、Yoshii(1976)の様な分別固化のモデルは直接は示さない。

1-4 結論

●従来の異方性モデルで遅い方位でも、長距離爆破の結果、見かけ速度の結果、従来 報告されている速度よりも速い速度8.2 km /secが求められた。また高速度側の方位でも 平均速度、見かけ速度は異方性モデルよりも小さい値となった。 ●今回得られたデータの速度の方位依存性はほとんどない。長距離爆破3%程度、見かけ速度、平均速度、2%以内、またShimamura et al.(1983)のデータと今回得られたデータを同等に扱った場合の異方性の大きさは5%以内である。13%から5%まで下がる。 深さ方向の速度の変化や水平不均質によるばらつきの影響が大きいと思われる。

●異方性獲得のモデルとしては運動学的なモデルが現在主に考えられているが今回の データも現在のプレート運動の方向には速い速度を示さなかった。

●0-5%程度の異方性は最上部マントルに見られる異方性に比べて大きいとはいえない。よって深部で動的再結晶の効果が加わって異方性が大きくなっているとは断定できない。

#### <u>第二部 Po, So 相の滅衰と包絡線の</u>拡がり

リソスフェアの速度構造については、異方性が小さいことが得られたので、減衰は方 位については意識しないでも一意的な値を持つと考え、ここでは自然地震の波形を用い て最大振幅の減少の仕方から散乱の度合いを含む減衰を推定する。また不均質構造によ る包絡線の拡がる様子を調べを島孤における観測と比較した。海洋リソスフェアがどの ような特徴をもった媒質であるか調べた。

2-1 レビュー

2-1-1地震波の減衰

表面波や地球の自由振動の研究は減衰を表わすQ<sup>4</sup>がそれらの周波数帯域で本質的に周 波数に依存しないことを示した。 最近の短周期実体波の研究はQが周波数とともに増加 する事を示した。[Anderson and Hart (1978)] これを説明するために物質の緩和時間が 周波数に依存して変わるabsorption band モデルが提唱された[Liu et al.(1976), Anderson and Given (1982)]。現在盛んに行われている微小地震などの観測帯域はこの高周波側の スローブに位置すると考えられる。低周波におけるQ値は深くまで影響するから汎地球 的な値を持つかもしれないが、高周波側の落ち方はより表層のテクトニックな関係を反 映していると考えられるので、陸上と海洋とで異なるかどうかは非常に興味深い。

陸上の観測から沈み込むスラブの高周波を効率よく伝播させることは1960年代後半に Utsu(1967) やOliver and Isacks (1967)たちによって北海道、トンガなどで報告された。 深 発地震帯における相対的なhigh Qが分離された頃には周波数依存性は考えられていなか ったのでその当時求められた研究の結果はほとんどがコンスタントQである。それらの 場合震源でのスペクトルを平坦であるとと見なせるであろう周波数帯の観測スペクトル の傾きから求めたり、また震源のスペクトルを一定のモデルで仮定することによってQ 値が求められる。そのような方法で求めた海洋でのQ値を表2-1にまとめる。Q値は数千 から2x10<sup>4</sup>と大きな値をとっている。陸上ではコーダを使ったQの推定がおもになされて いる。それらは佐藤(1991)図2-1にまとめられている。1Hz以上では揃って強い周波数依 存性を示す。Qの周波数依存性を取り扱った海洋での例としてはNovelo-Casanova and Butler (1986), Butler et al.(1987) [図2-2,図2-3]がある。。前者はコーダ波を用いており、 後者は 距離減衰を求めたものである。これらは Wake島のhydrophoneのアレイを用いて行 なわれたモデルである。この二種類の減衰はNovelo-Casanova (1989)によって比較され ておりほぼ同じ値、同じ周波数依存性を示すと考えられる。Butler et al. (1987)の結果も 図2-1に示されており (WP:Western Pacific)他の陸上の結果よりも減衰が弱い傾向にある。 しかし地球は 一般に深くなるほ ど減衰が弱くなるので震央距離が他の陸上の研究に比べ て大きいことが原因なのか、それとも海と陸の構造の違い自体が表れているのか、明確 ではない。最近Yoshimoto et al. (1993)らによって陸上でも一点多数のデータから距離減

衰を求める研究がなされておりコーダQとよい一致をしていることが示された。

実際の観測にみられる見かけ上の減衰Q<sup>4</sup>はQ<sub>app</sub><sup>-1</sup>=Q<sub>abs</sub><sup>-1</sup>+Q<sub>ssa</sub><sup>-1</sup>のように本質的に吸収され てしまうものと散乱によって時空間に広がってしまうものとがある。これらの分離につ いては エネルギー積分を用いてやることが有効であることがわかった。

2-1-2 Po, So 相

海洋地殻を伝播する自然地震の実体波は 高周波成分にとみ長い継続時間を持つ波形と なることが多くの研究から報告されている。Walker (1981)はそれらの相が震央距離 22 <sup>°</sup> 付近で分離し初動をPそれに続く高周波の相をPoと呼んだ。S波ではその初動は明瞭 では ないが高周波の相をSoと呼んでいる。これらの相については いくつかのスペクトル の解析やreflectivity法によるモデル化の研究があるがまだメカニズムは明らかではない。 今までに考えられているモデルは低周波の選択的な漏れが起こるというもので具体的に は ウィスパリングギャラリー [Menke (1980)]、薄い高速度層の存在 [Fuchs and Schultz (1976)]が考えられる。ウィスパリングギャラリーは、速度勾配があるモデルでのこれ は 波が速度勾配でバウンスしてやってくる場合に、転回点付近では 高周波ほ ど波線理論 的に速度勾配に沿って曲がるが低周波で波線理論的でなくなり回折波となり曲がりにく くなる、というものである。そして低周波ほ ど下方に漏れていくこととなる。このよう にして水平方向には髙周波が良く伝播することが可能となる[図2-4]。Fuchs and Schultz (1976)の考えた同様の周波数選択は薄い不連続な高速度層によるもので普通の二相構造 では 境界に沿って伝わる側方波となるエネルギーが(本来は 境界に沿った、深さと共に 指数関数的に減少する波であるが)下の遅い層で再び波線理論的な波になり下方に逃げ ていくものである[図2-4 (b)]。これらの波形のシミュレーションに関する研究として、 Gettrust and Frazer (1981) はマントルに水平成層構造で速度勾配モデルを仮定し reflectivity 法で約20秒のコーダ波をつくれることを報告した。また Mallick and Frazer (1990) は同 様の研究を、より現実的な周波数に依存する減衰を導入して、北西太平洋のDSDP site 581Cにおける孔内地震計での観測結果について波形計算した。この場合観測されたコ ーダ波を出すためにマントルに約数パーセントのゆらぎを与えればよいということを報 告している。Sereno and Orcutt (1985), (1987)は南太平洋における坑内地震計での観測波 形のスペクトルをシミュレートした。 そして海水層や堆積層の多重反射がスペクトル に強く影響しているとした。しかしどの研究も全体としてひ とつの地震のひ とつの独立 した波形に注目した研究であり、観測事実としての空間的に拡がったデータやその解析 が不足している。

2-1-3 不均質による包絡線の拡がり

不均質媒質は 地震波の波形を散乱させたり、到達時刻を微妙に変化させたりして波形 データを複雑化させている。不均質媒質を表すのに基本的ななパラメータは 速度のゆら ぎ ε と相関距離 a である。ゆらぎは 速度がどれくらい変わりえるかを割合で表したもの で、その値は リソスフェアで数パーセント[Wu and Aki (1988)]と考えられている。相関 距離は 速度のゆらぎの空間的な相関関数を特定の関数形で与えたときの特徴的な長さで ある。相関距離は リソスフェアでは 2~10 km 程度と考えられている[佐藤(1991)]。

一般に震源ではインパルス状の波でも伝播を続けるうちにその包絡線は拡がる。地下 のインビーダンスコントラストの空間分布によって様々な散乱が引き起こされ手いるか らであろう。散乱による地震波形の包絡線関数は等方で一回散乱の場合には解析的に解 かれている (Single Isotropic Scattering : SIS[ Sato (1977)] )。

$$E_{SIS}(f:r,t) = \frac{W_0 g_0(f)}{4\pi r^2} K(\frac{\beta_0 t}{r})$$

$$C C C K(x) = (1/x \ln[(1+x)/(1-x)] β_0 t > r$$

W<sub>0</sub>(f): 震源スペクトル

#### g<sub>0</sub>(f):散乱係数

このようなモデルは coda波 Q の解析 などに役だっている。しかしこのような形では包 絡線の形は 一義的にきまってしまう。これでは 包絡線形の様々な表現ができない。他に 考慮するべき効果として非等方散乱の効果、多重散乱の効果が考えられる。多重散乱の 効果としては Gao et al. (1983), Menke and Chen (1984) 等の研究がある。非等方散乱は 解 析的な取り扱いの困難さからその議論は遅れている。定性的には λ < a の時は前方散乱 が卓越し λ ≒ a の場合は等方散乱的になる。Gusev an Abuvakirov(1987) は非等方散乱を モンテカルロ法の数値計算の形で非等方散乱のパラメータを変えて包絡線の形を議論し ている。Jannaud et al. (1992) はそれぞれの方向で異なるガウス型の相関関数で二次元不 均質を表現して積極的に非等方散乱を取り扱ったが時間領域の波形の変化の表現までは 与えていない。

具体的な包絡線形の観測例としては、Sato (1984) はランダムな不均質構造における三 成分の包絡線の拡がりをシミュレーションした。Sato (1989) は栃木県足尾におけるS波 の波形の包絡線を求め、その特徴をS波の立ち上がりから最大振幅までの時間 tp と立ち 上がりから最大振幅を越えて最大振幅の半分になるまでの時間 tq で表しそれらの震央 距離に関する変化を示した。tp,tqの対数を震源距離の対数との関係、log(tp or tq) = A + B Log(R)(R: は震源距離) を求めBが1.8 (tp), 1.5 (tq) 程度の値をもつことを示した[図2-5]。 これらの関係は周波数によらずほぼ一定であることがわかった。またガウス型の自己相 関関数で表される不均質を考えて、A から不均質に関する量 log(ε<sup>2</sup>/a) を求めた。そ の値は10<sup>-3</sup>であった。

Bransdottir and Menke (1988) は全く独自の包絡線の形状のパラメータ化を行なって、海 底地震計の観測包絡線形をポアッソン関数で近似している。そのfall off rateの P, S波の 違いや震央距離依存性を議論してる。P波ではfall off rateが震央距離に依存しており少な くとも震源、観測点の近傍以外の大規模な散乱が起こっていることを示した。

2-2 解析

一般に陸上の観測点では一様に観測点がばらついていることが多いのでコーダ波を用 いて減衰を求めることが多い。減衰を求めるのに、今回のデータでは観測点配列が直線 上であり、距離減衰を直接求めるのが適当である。S/Nのよい陸上の観測ではcoda normalization法が用いられることが多い。これによって複数の地震を使って距離減衰を 求めることが可能になる。この研究では個々の地震について距離減衰を求めた。この場 合も主に東西に伸びる測線を用いた。

2-2-1 距離減衰の決定

2-2-1 a) 方法

空間的な減衰は

 $Q_s^{-1} = \frac{\Delta E}{2\pi E}$  suffix s:spatial

ΔE:波動エネルギーの減少分 E:波動エネルギー Os<sup>-1</sup>:空間減衰

で定義される。これを複数の空間的な観測から求める場合

 $A_i = A_0 g^{-1} exp(-\gamma_s x_i)$ 

#### Ys:滅衰率

- g: 幾何学的拡かり
- A::i番目の観測点でのパンドパス最大振幅
- Xi:i番目の観測点の震央距離
- A<sub>n</sub>:震源での振幅

で近似しその減衰率YsからQを求める。

### $Q_s = \frac{\pi f}{c\gamma_s}$

### f:周波数

#### c:群速度

周波数依存性を見るためにパンドパス波形の振幅について減衰をみた。用いたフィル ターはチェビシェフフィルターで[斉藤(1978)]その特性は図2-6 に示す。図2-7 の様にパ ンドパスサイスモグラムの最大振幅の距離変化から距離減衰が求められる。フィルター 特性の平坦な部分の中心周波数をそのパンドのf:周波数として用いた。cは平均的な 速度としてP波の場合8.0 km/sec、S波の場合4.6 km/secを用いた。減衰を求めるためには 幾何学的な拡がりを補正する必要がある。第一部で相の分離で述べたように今回の実験 で得られた相はButler et al.(1987)と同様にPo相としてガイドされた波であると考えて幾 何学的拡がりの補正としては 基本モードの表面波と同じ様に考え速度振幅に対する幾何 学的拡がりをg=sin(Δ)/sin(Δ<sub>0</sub>)とした。これは震央距離が小さいのでほとんどR と震央距 離 10°まででは1%以内で等しい。

地震波形のデータは71sample/ sec でA/D 変換されている。用いた地震計の上下動に関 して3つの倍率を持っており、それぞれ倍率が91dB,63dB,35dBである。同じ地震の最も 大きい振幅が飽和していないことを条件として最も倍率の高いものを用いた。高いノイ ズレベルは結果に影響を与えるので各バンドパスフィルターの特性に関してイベントよ りも前の部分でノイズレベルを調べてノイズレベルの平均値μとその分散<sup>σ</sup>を求めノイズ レベルがμ+2σ以上のもの、逆に最大振幅がこのレベルに達しないものはそのデータを 取り除く操作をした。

2-2-1b) 結果

理想的な場合として、本研究の観測点配置の延長上に近く観測期間中に起こった3番 目に大きい地震 マグニチュード4.0 についてとその周辺の地震についてP,S の減衰を もとめた。用いた地震の震源要素は国立大学地震カタログによった。その震央を図2-9 に示す。震源要素は表2-2に示す。

パンドパス最大振幅の距離に対する減少の例は図2-10の様になる。求められた距離減 衰の結果を表2-3, 2-4に示す。メカニズムの節線などの影響が考えられるので130番の地 震と平均値両方の共通の特徴にについて考察することにする。佐藤(1991)によってコン パイルされた結果に更に加えると図2-11の様になる。求められた減衰は現在までに報告 されている多くの値とほぼ同じ傾向の周波数依存性であった。band3,4は S/N の悪いもの が多くもとまらなかった。

佐藤(1991)によると一般には周波数依存性は 0.7 - 1.0 の間で分布する。その周波数依存性は大きいほうに分類される。今回の Q値について得られた結果を周波数に対して log-logの直線であてはめると

log(Qp)=2.367+0.99log(f)	130番
$\log(Op)=2.410+0.94\log(f)$	平均

log(Qs)=2.690+1.03log(f)	130番
log(Qs)=2.260+1.22log(f)	平均

となる。

値としては P波, S波共に陸での観測結果よりも大きい。また震央距離30°,大平洋上の WakeでもとめられたButler et al. (1987)の結果よりもHigh Q である。これらの最深点は 200km 程度でありアセノスフェアと何らかのやり取りをしている可能性がある。また Butler et al.(1987) よってこのことからアセノスフェアの減衰がリソスフェアよりも大き くなっていることが考えられる。海洋リソスフェアはかなり減衰の小さいところと考え られる。

2-2-2 不均質によるパルスの拡がり

2-2-2 a) 方法

Sato (1989) と同じ初動から最大振幅まで時間tp、初動から最大振幅のあとその半分の 振幅になるまでの時間tqとしてこれを各周波数パンド、様々な震央距離で包絡線の拡が りを定量化し。この解析にも周波数依存性が検討できるように距離減衰の際に用いたの と同じパンドパスフィルター特性を用いて解析した。Sato (1989)の研究ではtransverse 成 分が用いられている。本研究の場合自己浮上式の海底地震計のデータであり、水平成分 は 向いている方向がわからないので鉛直成分で求めている。このことは P-SV系をより意 識しなければならない。小原私信 (1993)[図2-13] によると関東地方の観測点において水 平動から求めたtpと上下動から求めたtp はほとんど変わらないことが報告された。立ち 上がりは パンドパスフィルターサイスモグラムを<sup>v(t)</sup>とすると、Root Mean Square の記録 は

RMS(t)=
$$\left[\frac{1}{\tau}\int_{t-\frac{\tau}{2}}^{t+\frac{\tau}{2}} v(t)^2 dt\right]^{\frac{1}{2}}$$

と表される。を移動ウインドウの長さとした。立ち上がりとしてP波のあと、S波前の 極小をとった。<sup>1</sup>は500 sample, 7秒とした。震央距離に関する関係式を

として求めた。

2-2-2 d) 結果

図2-14に示すパスの地震波形について包絡線のtp, tqを測った。島孤のリソスフェア におけるデータ [Sato (1989)]と比較した。例としてband0について求めた例が図2-15で ある。tp,tq の震央距離に対するlog-log の依存性を図2-16に示す。それらに関してlog(t<sub>p</sub>or tq)-log(R) (R:震源距離)の関係式を求めた。一部分布から外れるデータがあるので最 初に適当な関係を与えて、その関係に対して残差の大きいものからデータを削除して、 関係式を求め直すということを繰り返して行ない。データの分布が一塊になったところ で削除をやめ、その時の関係を採用した。log(t<sub>p</sub>or tq)-log(R) (R:震源距離)の関係は Sato (1989)では 傾きはほとんど周波数によらずtp の場合1.5 でtqの場合約1.8 であった (図2-5, 表2-6)。 今回の北西太平洋においては 0.75 程度である。band3,4は S/N の悪い ものを除くと分布が少なくなるので議論が困難であった。band0からband2 までは 同じ傾

向が見られる。

#### 2-3 議論

#### 2-3-1 距離減衰

図2-11 から表2-3.2-4 の海洋リソスフェア中の値が今まで求められている陸上のリソ スフェアの値に比べて大きいものであることがわかった。Butler et al. (1987)のWake で の結果も陸上での値よりも大きめにもとまっていることから、海洋リソスフェアが陸上 に比べてhigh Q であることはほぼ確定的である。周波数依存性は 他の多くの研究と比較 してばらつきの範囲で変わらない。今回の結果がほ ぼリソスフ ェアのみのパスであるこ とから、Butler et al. (1987) との差はアセノスフェアとの相互作用が強いかどうかに関係 している可能性も考えられる。また彼らの減衰の決定方法が一定の範囲の群速度に関し て平均をとっていること影響している可能性もある。周波数依存性は ほ とんど同じなの で陸のリソスフェアも海のリソスフェアもほ ぼ同じようなサイズ分布の不均質のにおい て構成されているのであろう。しかしながらウィスパリングギャラリーなどの水平成層 構造で考えられているメカニズムは 島孤のような三次元的な不均質の構造の場合、効く とは考えにくい。周波数依存性がほぼ等しいことが見かけ上であって海洋の方が小さい 周波数依存性をしている可能性もある。Mallick and Frazer (1990)はQ∝ f<sup>025</sup>程度の周波数 依存性を持たせれば、計算波形から求めた見かけ上の減衰は Butler et al. (1987)の減衰を 10Hz までの範囲で10% の誤差で説明できるとした。よってこの場合、海洋底の周波数 依存性は 小さいがウィスパリングギャラリーなどのマクロな構造によって周波数依存性 が大きく見えている可能性がある。しかしこの場合reflectivity法の計算上の制約から高 周波まで議論されていないのが残念である。

2-3-2 不均質による包絡線の拡がり

またS波においてP波に変換するものは立ち上がりを前に押し出すように働く。P波へ の変換が起こるとすれば速度差があるので t<sub>p</sub>の距離依存性を大きくすることになる。ま た陸上の硬岩上であるということと、海底の堆積層の上ということも結果に影響するか もしれない。Sato(1989)が用いた足尾の観測点は鉱山でもあり堆積層による共鳴、やそ の他観測点近傍の影響が非常に少ない地点である。一方海底は海水層での多重反射、堆 積層での共鳴がよく起こっていると考えられる。しかしこれらは大洋底ならほぼどこで も存在するものである。また今回用いた観測点の地震から遠い点と近い点で系統的に地 形や堆積層の厚さが変わっているとは考えにくい。このことは足尾での島孤リソスフ ェアのtpに比べて海洋でのがtpが大きくでることに寄与する。しかし実際には島孤の transverse で求めたほうが傾きが大きい。このことは海洋でのリソスフェアの方が包絡 線の幅がひろがりにくいことを示している。Po, Soの特徴として長い継続時間がしばし ば挙げられるが今まで定量されたことはなかった。海洋リソスフェアの波形は島孤と比 べて伝播距離に比して波形の拡がり方が小さいと言わなければならない。 ここで比較したSato (1989)の結果は500 km 程度までの震央距離である。今回我々が求 めたのは400 - 1500 km のデータに関してであるので距離の範囲そのものの違いが、B 値 の違いの原因となっているかも知れない。包絡線の拡大の小原(1993)はウェッジマン トルの不均質の統計的な性質を議論するために関東、中部地方に分布する防災科学技術 研究所の各点についてtp, tq を求めた。用いた地震は太平洋プレート内の地震である。 全周波数帯(1-16Hz)でlog(tp or tq).vs. A + B log(R)の関係で、B が1よりも小さい観 測点は図2-18 のようになる。観測点ABN を除いてはすべて太平洋側の観測点であり、 距離範囲を近いものを用いてもやはり沈み込む海洋プレートに関係した観測点だけがB 値が小さい。このことから包絡線の拡がりの距離依存性は海洋リソスフェア中で小さく ウェッジマントルで大きいと言うことがより強く示唆される。

減衰の結果と比べると陸上での値と比べてhigh Q であるのは、散乱減衰が島孤リソス フェアに比べてずっと小さいということであると考えられる。

2-3-3 high Q でかつ包絡線が拡がりにくい構造の解釈

減衰が小さくパルスの幅が拡がりにくい(崩れない)ということは 信号をより遠くま で正確に伝えるのに必要な性質である。このことから海洋リソスフェアが優れたwave guide を構成していることが考えられる。実際このような特徴はどのような構造を考え ればよいか。エネルギー保存則から考えると時空間に拡がらないことは 強い振幅を保持 できることを示している。Abubakirov and Gusev (1990)も振幅の減少(A∝r<sup>2)</sup>と、包絡線 幅の距離による拡がりw ∝r<sup>2</sup>を現象の重要な制限と考えている。図2-19に本質的減衰と 散乱による減衰が卓越した場合のそれぞれの包絡線の拡がりの距離依存性と空間減衰の 特徴をしめした。今回の結果と島孤での結果の比較は 散乱による減衰の効果が卓越する ことを示している。散乱によって説明するとすれば時間的に拡がらないための最も重要 な要素は 散乱特性を前方散乱に限定することと不均質が弱いということが上げられる。 Mallick and Frazer (1990)の研究は全く標準的な海洋の深さ方向の速度変化だけでは reflectivity法の波形のコーダがほとんど生成されないことから、Po, Soの振幅を説明する ためには、マントルに5% 程度の速度のゆらぎを与える必要があると述べている。この ゆらぎは ウェッジマントルに比して小さいとは いえない。不均質が海洋リソスフ ェアで もある程度以上に大きいのであれば、最も大きい要素としては 散乱の方向特性に原因を 求めなければならない。一般的な波動の散乱特性を決めるものとしてと波長入と相関距 離aの関係がある。前方散乱に卓越するためには A < aであればよく。これに対して陸上 では λ ≒ aであれば等方散乱的になって今回得られた減衰、包絡線の広がりの違いが現 われる。Mallick and Frazer (1990)の様な水平成層モデルは相関距離が無限大で当然前方 散乱しかなくなる。実際の計算例は、地震学の分野では等方、一回散乱を用いたCoda 波の解析がおもで非等方散乱は まだあまり実際のデータ解析には 用いられていない。非 等方性と多重散乱の取り扱いをしたものとしてはGusev and Abubakirov (1987) らのモン テカルロ法による数値シュミレーションがある。Gusev らは散乱角と自由行程の確率密 度を与えてエネルギー輸送の問題として取り扱い、多数の射出の重ね合わせとして包絡 線形を求めた。等方性の散乱、散乱角50°、散乱角25°の場合である。自由行程の確 率密度は指数型である[図2-20]。

例えばtqの距離依存性を彼らの結果から求めると図2-18 のようになる。距離依存性を 示す領きが等方性のもの、散乱角50°、散乱角25°のものの順に小さくなっていく。 また振幅の減衰を見ても、距離に対する領きは等方な場合散乱角50°、散乱角25°の 順に小さくなっている。よってQは順に大きくなる。散乱角の小さく、後方散乱の寄与 の小さい構造がhigh Q と包絡線の拡がりの距離依存性が小さいことをよく説明する。 Gusev らの論文では自由行程の長さと散乱角のみに依存しており、パラメータは実際の 構造の表現には不十分であるが、定性的に島孤下でのランダムな媒質を図2-23 (a) Jannaud (1991),の様な等方的にランダムな媒質と考えた場合、海洋リソスフェアでは直 達波のパスはかなり水平方向にねるので二次元の速度ゆらぎの相関関数で考えると海洋 リソスフェアの伝播に効いている水平方向の相関距離が陸上のリソスフェアの媒質より も大きいことが必要である。この場合媒質が、Jannaud et al. (1992)の様な非等方な媒質 [図2-23(b)]になっているかどうかはわからないが、層序のようなものが相関関数を支配 しているとすると。このような楕円型の相関距離をもった媒質の可能性も考えられる。

2-4 まとめ

●海洋リソスフェアでの減衰も周波数依存することを Butler に続いて確認した。

●定性的なつぎの特徴は陸上での場合と同じである。

〇ほぼQ∝ f<sup>1.0</sup>- f<sup>0.7</sup>程度であること

○陸上のリソスフェアよりも high Q である

●バンドパス立ち上がりから最大振幅までの時間の震央距離依存性を見てもその拡が り方が島砥の場合と比べて明かに小さい。

●このことから陸上の島孤、での減衰の違いは、本質的減衰ではなく散乱減衰の大き さが異なっていることによる。

●海洋リソスフェア中の波動伝播は導波路的な構造をしている。

●このような特徴を説明するのに最も都合がよいのは、海洋底での散乱がつよい前方 散乱に指向性をもっていて包絡線が崩れにくいことを差している。

#### 第ゼロ部

表 0-日本の自己浮上式海底地震計の特性[末広(1990)]

#### 第1部 図の説明

- 図1-1 Shimamura(1983)による長距離爆破測線、及び、速度--方位角分布
- 図1-2 (a) 長距離爆破による高速度の例 (Longshot 6) (b) 長距離爆破の低速 度の例
- 図1-3 最新の北西太平洋の地磁気縞模様 [Nakanishi et al.(1992)]
- 図1-4 Ishikawa (1984) によるプレート運動方向の変化をそのまま記録した異 方性のモデル
- 図1-5 十勝沖における直交する屈折法の結果(Iwasaki et al. (1989))
- 図1-6 北西大平洋海盆での平均速度の方位角依存性 [Ostrovsky et al. (1992)]
- 図1-7 P,S波の速い見かけ速度に基づく、 ガーネットに富んだリソスフェア のモデル [Shimamura et al. 1977]
- 図1-8 今回用いた1986、DELP, 地震予知実験の測線図、
- 図1-9 人工地震の位置図
- 図1-10 地殻構造モデル[Kubo (1989), 関原 (1990)]
- 図1-11 小発破の観測記録の例及び地殻構造の解析例 [Nagumo et al. (1990)]
- 図1-12長距離爆破の測線に沿った海底地形
- 図1-13 (a)長距離爆破の観測記録 TOBS2
- 図1-13 (b)長距離爆破の観測記録 TOBS3
- 図1-13 (c)長距離爆破の観測記録 TOBS4

図1-13 (d)長距離爆破の観測記録 TOBS5

図1-13 (e)長距離爆破の観測記録 TOBS13

図1-13 (f)長距離爆破の観測記録 TOBS14

図1-13 (g)長距離爆破の観測記録 TOBS15

図1-13 (h)長距離爆破の観測記録 TOBS16

図1-14 (a) TOBS 2,3,4,5,13,14,15,16 についての初動の読み取り走時の重ね合 わせ (b)均一な速度勾配モデル、test0 と深部がより速度勾配が大きいモデル ttnに対する計算走時

図1-15 解析に用いた速度構造モデル、L6は 異方性モデルでの速い方向での モデル[Shimamura et al. (1983)]

図1-16 走時モデルに対する波形計算 test0 モデル

図1-17 走時モデルに対する波形計算 ttnモデル

図1-18 tm モデル下部の層の速度勾配を大きくしたモデル

図1-19 太平洋における自然地震波形の相の分離の例

図1-20 北西太平洋での観測例, (a) Sutton and Walker (1972) と(b) Ostrovsky (1992) の観測点を表す地図

図1-21 (a)平均速度の距離依存性、Sutton and Walker (1972)の初動とWalker (1980)のデータの重ね合わせ、十字はSutton and Walker (1972)のテーブ ルから作り直したもの主にPの平均速度、黒丸はPo,相の平均速度である。 四角は気象庁が昨年から行なった、南鳥島での短周期試験観測期間中の 読み取り値から求めたもの、

(b) Ostrovsky et al. (1992) がP波平均速度としてあげているもの、実線は Jeffreys -Bullen の標準走時曲線

図1-22 Nagumo and Ouchi (1990) による深発地震での分離の例

図1-23 能登沖の深発地震を深発地震のバンドパス記録波形

図1-24 深発地震の初動部の連続ウエーブレット変換図

図1-25 P波見かけ速度決定に用いた地震

図1-26 P波見かけ速度決定例

図1-27 P波見かけ速度決定例

図1-28 P波見かけ速度の方位角分布

- 図1-29 S波見かけ速度決定に用いた地震
- 図1-30 S波見かけ速度決定例
- 図1-31 S波見かけ速度の方位角分布
- 図1-32 国立大学震源に対する海洋底の海底地震計での読み取り走時のプロット
- 図1-33 Iwasaki et al. (1989) による再決定震源、楕円は震源決定の誤差を表す。
- 図1-34 震源決定の誤差(水平各成分の読み取り誤差)距離と海洋底側の地震 計での読み取りが曖昧でない条件によって選ばれた地震から観測点への 経路

図1-35 読み取りの例、(a) 波形の全体像、(b) P波初動部

- 図1-36 (a) Iwasaki et al. (1990) によって再決定された決められた震源に対する 平均速度 (b) 陸上の国立大学観測網で決められた震源に対する平均速度
- 図1-37 観測点側の地殻構造と速度勾配による波線の曲がりによる平均速度と 見かけ速度の違いについての波線追跡による評価
- 図1-38 今回得られた長距離爆破の構造、見かけ速度、平均速度をShimamura et al. (1983)の結果に重ね合わせたもの。

- 図1-39 Shimamura et al. (1983) の見かけ速度と図1-39に示した今回得られた見 かけ速度、平均速度から補正した速度、同等にプロットしたもの。曲線 は v= 8.23 + 0.21 cos (2\* az) でフィットしたもの。
- 図1-40 Yoshida (1990)の横方向に等方な異方性による 表面波による inversionの結果
- 図1-41 Shimamura et al. (1977) で参照されている実験に今回のリソスフェア深 部での, P, S波速度をあてはめたもの

#### 第2部 図の説明

- 図2-1 佐藤(1990)のリソスフェアのQ値のコンパイル
- 図2-2 Butler (1987)の海洋での距離減衰の決定が行なわれた位置
- 図2-3 Butler (1987) によって求められた距離滅衰のQ値
- ☑ 2-4 Whispering gallery [Menke (1980)] ≿ Low frequency tunneling(Fuchs and Schultz (1976)]
- 図2-5 Sato (1989) による包絡線の広がりの農央距離依存性
- 図2-6 距離減衰決定の概念図
- 図2-7 用いたバンドパスフィルターの特性
- 図2-8 用いたバンドパス波形の記録(130番)
- 図2-9 用いた地震の震央 震源要素の数値は表 2-2に示す。
- 図2-10 バンドバス振幅の距離による減衰(No 130, band0)
- 図2-11 減衰決定の結果佐藤 (1991)へ の重ね合わせ
- 図2-12 RMS Seismogram 上でのtp, tq の求めかた
- 図2-13 上下動で求めたtpと東西成分で求めたtpの比較 小原私信(1993)
- 図2-14 包絡線の拡大について用いたパス
図2-15 包絡線でのtp, tq の決定例

図2-16 北西太平洋での包絡線のtp,tq,の距離依存性

図2-17 ばらつきの大きいものの削除とそのフィティング

図2-18 北西太平洋での包絡線のtp, tqの距離依存性

- 図2-19 Obara (1993) によるtp, tqの距離依存性 B が1-16 Hz の周波数帯ですべ て1.0よりも小さい観測点の分布
- 図2-20 Gusev and Abubakirov (1987)の散乱角と自由行程の確率密度分布 求められた包絡線形、[Gusev and Abubakirov (1987)]
- 図2-21 Gusev and Abubakirov (1987)tp, tqの距離依存性 振幅の距離依存性
- 図2-22 Gusev and Abubakirov (1987)の結果から求めた振幅の減衰、とtqの拡 がりの距離依存性
- 図2-22 (a)等方的なガウス型相関関数を持つランダムな媒質 Jannaud (1991) (b)非等方なガウス型相関関数を持つランダムな媒質 Jannaud(1992)

表1-1 世界におけるP波方位異方性解析の結果のまとめ

異方性の強さ :2 θの係数、最大速度と最小速度の差の半分

分類 :deep:パスがリソスフェアの深部にまで潜るもの :uppermost:パスが最上部マントルのみを通るもの

研究名	地域	平均速度	異方性の強さ	分類
		(km/sec)	(km/sec)	
Shimamura et al.(1983)	NW Pacific	8.15	<ul> <li>0.55</li> </ul>	deep
Bamford(1977)	Europe	8.3	0.3	deep
Talandier (1979)	S. Pacific	8.15	0.15	deep
Beghoul et al. (1990)	Basin and Range	7.9	0.1	deep
Hess (1964)	E. Pacific	8.3	0.3	uppermost
Raitt et al.(1969)	S. Pacific	8.3	0.17	uppermost
Shearer and Orcutt(1986)	S. Pacific	8.20	0.2	uppermost

#### 表1-2 海底地震計の設置位置

海底地震計番号	<b>緯</b> 度(°)	経度(゜)	<b>深さ(m)</b>
TOBS02	38.4705	145.5982	5320
TOBS03	38.7367	146.1943	5284
TOBS04	39.1635	147.2067	5402
TOBS05	39.5968	148.2462	5473
TOBS06	40.0077	149.2917	5330
TOBS08	40.5410	150.6360	5427
TOBS09	40.7602	151.2167	5320
TOBS10	41.0318	151.9733	5301
TOBS11	41.3218	152.7860	5902
TOBS13	41.8788	154.4253	5476
TOBS14	42.2387	155.5355	5596
TOBS15	42.5843	156.6526	5452
TOBS16	42.9243	157.7932	5561
TOBS17	43.2553	158.9505	5563
TOBS20	37.3972	152.5915	5320
TOBS21	38.1127	152.1160	5861
TOBS23	39.7347	151.1627	5391
TOBS24	41.3417	150.0937	5250
EOBS01	36.8926	152.8810	5644
EOBS03	38.6525	151.8295	5865
EOBS04	39.1945	151.4953	5472
EOBS05	40.0828	150.9030	5389
EOBS06	40.5418	150.6391	5431

#### 表1-3 長距離爆破震源のデータ

Shot番号	緯度(゜)	経度(°)	深さ(m)
01	38.1837	145.003	5279
02	38.4267	145.498	5316
03	38.6470	145.998	5270
04	39.2793	147.525	5375
05	39.5543	148.135	5446
06	39.8067	148.757	5504
07	40.1357	149.589	3740
08	40.336	150.639	5441
09	40.5412	151.175	5435
10	40.7393	151.175	5442
11	41.1305	152.247	5301
12	41.3570	152.897	5155
13	41.5858	153.552	5568
14	42.2413	155.540	5593
15	42.4517	156.212	5039
16	42.6573	156.888	5414
17	43.2573	158.950	5560
18	43.4123	159.529	5410
19	43.5705	160.074	5079
20	36.4760	153.129	5677
21	37.4050	150.089	5856
22	41.3427	150.089	5239

表2-1 海洋における減衰の構造 (コンスタントQのもの)

論文名	Qp	Qs	地域名
Walker (1978)	3700	8500	Western Pacific
Walker(1983)	8400	19100	Western Pacific
Kasahara et al.(1976)	1000-1500	4000-6000	Pacifc (Kuril)
Shimamura et al. (1976)		6000	NW Pacific

表 2-2 用いた震源

No.	年月日	時分秒	経度(゜)	緯度(゜)	深さ	m
069	19860717	5 52 50.3	145.068E	39.603N	51.0	3.1
130	19860720	8 46 42.9	141.236E	35.740N	34.5	4.0
143	19860721	1 6 34.6	140.977E	36.673N	46.1	3.2
146	19860721	3 2332.1	146.136E	43.189N	63.1	3.7
207	19860725	4 20 35.4	141.712E	36.717N	52.6	3.8

表2-3 減衰の結果(130番)

バンド名	中心周波数	(Hz) Qp	Qs	Qs/Qp
band 0	17.25	4324	6288	2.45
band 1	8.62	1656	2714	2.63
band 2	4.32	1183	1276	2.20
band 3	2.16			
band 4	1.08			

#### 表2-4 減衰の結果

バンド名	中心周波数(Hz)	Qp	Qs	Qs/Qp
band 0	17.25	6507	8568	1.31
band 1	8.63	2976	4227	1.42
band 2	4.32	1430	2078	1.45
band 3	2.16			
band 4	1.08			

#### 表 2-5 周波数依存性の比較

研究名	P波周波数依存性	S波周波数依存性	
 本研究	-0.97	-1.11	-
Butler(1987)	-0.7	-1.1	
Yoshimoto(1992)	-1.0	-0.7	
Sato(1984)	-0.7	-0.8	
Abubakirov (1989)		-0.75	

### 表 2-6 log(tp),log(tq), vs log(R)の関係

### $\log(tp \text{ or } tq) = A + B \log(R)$

バンド	中心周波数 (Hz)	Α	В
for tp			
band0	17.25	-0.73	0.71
band1	8.63	-0.45	0.57
band2	4.32	-1.30	0.90
Islasnd arc	: Sato (1989)		
band0	16.0	-3.01	1.59
band 1	8.0	-2.88	1.54
band2	4.0	-2.90	1.55
band3	2.0	-2.44	1.36
	===========		
for tq			
NW Pac	ific		
band0	17.25	0.54	0.395
band 1	8.63	0.71	0.317
band2	4.32	0.77	0.305
Island arc	: Sato (1989)		
band0	16.0	-2.78	1.72
band 1	8.0	-3.00	1.80
band2	4.0	-2.73	1.68

#### 参考文献

- Abubakirov, I. R. and A. A. Gusev, Estimation of scattering properties of lithosphere of Kamchatka based on Monte-Carlo simulation of record envelope of a near earthquake, Phys. Earth Planet. Interior, 64, 52-67, 1990
- Anderson, D. L. and J. W. Given, Absorption band model for the Earth, Jour. Geophys. Res., 87, 3893-3904, 1983
- Asada, T. and H. Shimamura (1976). Observations of earthquakes and explosions at the bottom of the westeren Pacific : Structure of oceanic lithosphere revealed by long shot experiments. A.G.U., Geophys. Monogr. G. H. Sutton, M. H. Manghnani, R. Moberly,
- Asada, T., H. Shimamura, et al., Explosion seismological experiments on the longrange profiles in the northwestern Pacific and the Mariana sea, Geodynamics of the Western Pacific - Indonesian Region Geodynamics Series, 11, 105-120, 1983
- Babuska, V., Anisotropy of Vp and Vs in rock forming minerals, Jour. Geophys., 50, 1-6, 1981
- Bamford, D., Pn velocity anisotropy in a continental upper mantle, Geophys. Jour. Roy. astr. Soc., 49, 29-48, 1977
- Beghoul, N. and M. Barazangi, Azimuthal anisotropy of velocity in the mantle lid beneath the Basin and Range province, Nature, 348, 536-538, 1990
- Birch, F., Composition of Earth's mantle, Jour. Geophys. Res., 69, 4377-4388, 1961
- Brandsdottir, B. and W. H. Menke, Measurement of coda buildup and decay rates of western Pacific P, Po, and So phases and their relevance to lithospheric scattering, Jour. Geophys. Res., 93, 10541-10559, 1988
- Brazangi, M., B. Isacks, et al., Propagation of seismic waves through and beneath the lithosphere that descends under the Tonga islands arc., Jour. Geophys.

Res., 77, 952-958, 1972

- Butler, R., Anisotropic propagation of P- and S-waves in the western Pacific lithosphere, Geophys. Jour. Roy. astr Soc., 81, 89-101, 1985
- Chapman, C. H., A new method for computing synthetic seismogram., Geophys. Jour. Roy. astr. Soc., 54, 481-51, 1978
- Chapman, C. H. and J. A. Orcutt , The computation of the body wave synthetic seismograms in laterally homogeneous media, Review of Geophys., 23, 105-163, 1985
- Christensen, N. I., The magnitude symmetry and origin of upper mantle anisotropy based on fabric analyses of ultramafic tectonics, Geophys. Jour. Royal astr. Soc., 76, 89-111, 1984
- Earthquake prediction data center, E.R.I., University of Tokyo, Japan university network earthquake catalog, July-December 1986, 1990
- Firbas, P., Inhomogeneity versus anisotropy in the interpretation of seismic data, Physics Earth Planet. Interior, 51, 36-41, 1988
- Forsyth, D. W., The Early structural evolution and anisotropy of the oceanic upper mantle, Geophys. Jour. Roy. astr. Soc., 43, 103-162, 1975
- Fuchs, K. and K. Schulz, Tunneling of low frequency waves through the subcrustal lithosphere, Jour. Geophys., 42, 175-190, 1976
- Gao, L. S., L. C. Lee, et al., Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 377-389, 1983
- Gettrust, J. F. and L. N. Frazer, A computer model study of the propagation of the long range Pn phase, Geophys. Res. Lett., 8, 749-752, 1981
- Gusev, A. A. and I. R. Abubakirov, Monte-Carlo simulation of record envelope of a near earthquake, Phys. Earth Planet. Interior, 49, 30-36, 1987
- Gubbins, D. and R. Snieder, Dispersion of P waves in subducted lithosphere evidence for an eclogite layer, Jour. Geophys. Res., 96, 6321-6333, 1991

- Hales, A. L., C. E. Helsley, et al., P travel times for an oceanic path, Jour. Geophys. Res., 75, 7362-7381, 1970
- Hess, H. H., Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans, Nature, 629-631, 1964
- Hilde, T. H. and W. J. M. Isezaki N. , Mesozoic sea-floor spreading in the north Pacific , in The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin, Geophys. Monogr. Ser. edited by Sutton G.H. , Manghanani, and Moberly R., Vol. 19, pp. 205-226, AGU, Washington, D.C. , 1976
- Ishikawa, Y., Anisotropic plate thickening model, Jour. Phys. Earth, 32, 219-228, 1984
- Iwasaki, T., H. Shiobara, et al., A detailed subduction structure in the Kuril trench deduced from ocean bottom seismographic refraction studies., Tectonophysics, 165, 315-336, 1989
- Iwasaki, T., N. Hirata, et al., Earthquake distribution in the subduction zone off eastern Hokkaido, Japan, deduced from ocean-bottom seismographic and land observation., Jour. Geophys. Res., 105, 693-711, 1991
- Jannaud, L. R., P. M. Adler, et al., Spectral analysis and inversion of codas, Jour. Geophys. Res., 96, 18215-18231, 1991
- Jannaud, L. R., P. M. Adler, et al., Wave propagation in random anisotropic media, Jour Geophys. Res., 97, 15277-, 1992
- Japanese, Delp Research Group, Report of DELP 1986 Cruises in the Northwestrn Pacific Part1 Genaral Outline, Bull. Earthq. Res. Inst., 65, 49-88, 1990
- Kaminuma, K., The crust and upper mantle structure in Japan, 3, Anisotropic model of the structure of Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., 44, 512-518, 1966
- 唐戸俊一郎 地震波異方性のメカニズム、固体地球のレオロジー、東海大学出版会、,鳥海、唐戸編,1986

Kawasaki, I., Azimuthally anisotropic model of the oceanic upper mantle, Phys.

Earth Planet. Interior., 43, 1-21, 1986

- Kennet B. L. N., E. R. Engdahl, Travel times for global earthquake location and phase identification, Geophys. Jour. Int., 105, 429-465, 1991
- Kubo, A., Crustal structure and heterogeneity in north western Pacific. Thesis for Master degree, Kobe University. 1989
- LADLE, S. G., A lithospheric seismic refraction profile in the western North Atlantic Ocean, Geophys. Jour. Roy. asrt. Soc., 75, 23-69, 1983
- Liu, H. P., D. L. Anderson, et al., Velocity dispersion due to a aelasticity : implications for seismology and mantle composition, Geophysics, Jour. Roy. astr.Soc, 47, 41-58, 1976
- Mallick, S. and L. N. Frazer , Po/So synthetics for a variety of oceanic models and their implications for the structure of the oceanic lithosphere, Geophys. Jour. Int., 100, 235-253, 1990
- Menke, D. W. H. and P. G. Richards, Crust and mantle whispering gallery phases : a deterministic model of teleseismic Pn wave propagation, Jour. Geophys. Res., 85, 5416-5422, 1980
- Menke, W. and R. Chen, Numerical studies of the coda falloff rate of multiply scattered waves in randomly layered media, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 1605-1621, 1984
- Morris, J. B., R. W. Raitt, et al., Velocity anisotropy and delay time maps of the mantle near Hawaii, Jour. Geophys. Res., 74, 4300-4316, 1969
- Nagumo, S., A. Kubo, et al., Report of DELP 1986 Cruises in the Northwestern Pacific Part III : Seismic Structure Revealed by explosion Experiments, Bull. Earthq. Res. Inst., 65, 105-133, 1990
- Nagumo, S. and T. Ouchi, An effect of source on Po/So generation evidenced by a deep focus earthquake, Geophys. Res. Lett., 17, 965-968, 1990
- Nakanishi, M., K. Tamaki, et al., Magnetic anomaly lineations from Late Jurassic to Early Cretaceous in the west-central Pacific Ocean, Geophys. Jour. Int., 109, 701-719, 1992

- Nishimura, C. E. and D. W. Forsyth, Rayleigh wave phase velocities in the Pacific with implication for azimuthal anisotropy and lateral heterogeneities., Geophy. Jour., 94, 479-501, 1988
- Nishimura, C. E. and D. W. Forsyth, The anisotropic structure of the upper mantle in the Pacific, Geophys. Jour., 96, 203-229, 1989
- Novelo-Casanova, D. A., Comparison of the quality factor for coda and oceanic S-waves in the western Pacific lithosphere, Bull. Seism. Soc. Am., 79, 1642-1644, 1989
- Novelo-Casanova, D. A. and R. Butler, High frequency seismic coda and scattering in the North-western Pacific, Bull.Seis. Soc. Am., 76, 617-626, 1986
- Odegard, M. E. Upper mnatle structure of the North Pacific, Ph. D thesis, Geology and geophys., University Hawaii.
- Oliver, J. and B. Isacks, Deep earthquake zones, anormolous structure in the uppe mantle and lithosphere. Jour. Geophys. Res. 72 4259-4275, 1967
- Ostrovsky, A. A. and A. A. Buravtsev, Generalized seismic properties of the lithosphere in the northwestern Pacific Basin, Tectonophysics, 201, 329-340, 1992
- 大内徹,南雲昭三郎,太平洋における地殻・マントル探査,地球, Vol.12, No. 5,1990
- Purdy, G. M., The seismic structure of 140 Myr old crust in the western central Atlantic Ocean., Geophys. Jour. Roy. astr. Soc., 72, 115-137, 1983
- 斉藤正徳,漸化式ディジタルフィルターの自動設計,物理探坑,31,240-263, 1978

佐藤春夫,ランダムな不均質による地震波の散乱,地震,44,85-97,1991

Sato, H., Attenuation and envelope formation of three component seismograms of small local earthquakes in randomly inhomogeneous lithosphere, Jour. Geophys. Res., 89, 1221-1241, 1984

- Sato, H., Broadening of Seismological Envelopes in the Randomly Inhomogeneous Lithosphere Based on the Parabolic Approximation Southeastern Honshu, Japan, Jour. Geophys. Res., 94, 17735-17747, 1989
- 関原康信,海底地震計を用いた長距離爆破による北西太平洋海盆のリソスフ ェア構造.北海道大学修士論文,1990
- Shearer, P. M. and J. a. Orcutt, Compressional and shear wave anisotropy in the oceanic lithosphere, Geophys. Jour. Roy. astr. Soc., 87, 967-1004, 1985
- Shimamura, H., T. Asada, et al., High shear velocity layer in the upper mantle of the western Pacific, Nature, 269, 680-682, 1977
- Shimamura, H., T. Asada, et al., Longshots experiments to study velocity anisotropy in the oceanic lithosphere of the northwestern Pacific., Phys. Ear. Plan. Int., 31, 348-362, 1983
- Shimamura, H., Anisotropy in the oceanic lithosphere of the Northwest Pacific ocean, Geophys. Jour. Roy. astr. Soc., 76, 253-260, 1984
- Shimamura, H. and T. Asada, Velocity anisotropy extending over the entire depth of the oceanic lithosphere., A.G.U., Geodynamic Series, 11, Hilde, T. W. C. and Uyeda S.(eds), 121-125, 1984b
- Suetsugu, D. and I. Nakanishi, Reginal and azimuthal dependence of phase velocities of mantle Rayleigh waves in the Pacific Ocean, Phys. Earth. Planet. Interiors, 47, 230-245, 1987
- Sutton, G. and D. Walker, Ocean mantle phases recorded on the seismograms in the northwestern pacific at distances between 7 degree and 40 degree, Bull. Seis. Soc. Am., 62, 631-655, 1972

末広 潔 , 1980年代の海底地震観測, 地震, 2,44, 27-40, 1991

Talandier, J. and M. Bouchon, Propagation of the high frequency Pn waves at great distances in the Central and South Pacific and its implications for the structure of the lower lithosphere., 1979

- Utsu, T., Anomalies in seismic wave velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone(I), Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. 7, 3 1-25
- Vinnik, L. P., V. Farra, et al., Azimuthally anisotropy in the Earth from observation of SKS at GEOSCOPE and NARS broadband stations, Bull. Seis. Soc. Am., 79, 1542-1558, 1989
- Walker, D. A., High frequency Pn, Sn velocities: Some comparisons for the western , central, and south Pacific, Geophys. Res. Lett., 8, 207-209, 1981
- Walker, D. A., Oceanic Pn/Sn phases : a qualitative explanation an reinterpretaion of the T phases, Hawaii Inst. Geophys. Rep., HIG-82-6, 1982
- Wu, R. S.and K. Aki, Seismic wave scattering in the three dimensionally heterogeneous Earth, Pure Applied Geophys., 128, 1-6
- Yoshida, M., Characteristics of Vertically Heterogeneous and Anisotropic Plate Structure in the Pacific: Implication of the Plate thickness., Jour. Physics of the Earth, 38, 57-73, 1990
- Yoshimoto, K., Frequency dependent attenuation of P and S waves in the Kanto Area, Japan Based on the Coda Normalization Method, Geophys. Jour. Int., 1992



# Shimamura and Asada (1983)

150°.

210°

B.15 + 0.55 cos 2 (X - 155\*)

90°

図 1-1





### Shimamura and Asada (1983)



図 1-2



Figure 4. Summary map of Mesozoic magnetic anomaly lineations and fracture zones in the whole northwestern Pacific Ocean. Heavy solid lines are the lineations identified with M numbers. Anomalies are numbered in accordance with the Mesozoic magnetic anomaly sequence of Larson & Hilde (1975), Cande, Larson & LaBrecque (1978), Handschumacher & Gettrust (1985) and Tamaki & Larson (1988). Positions of fracture zones are indicated with solid lines. The 4000 m, 5000 m and 7000 m GEBCO bathymetric contours are shown for reference.

図 1-3

Nakanishi et al. (1992)

Anisotropic Plate Thickening Model



CROSS SECTION ALONG THE DIRECTION OF PRESENT PLATE MOTION

Y. ISHIKAWA



## Ishikawa (1984)





1-5



Fig. 8. Generalized map illustrating the azimthal anizotropy of seismic velocities in the upper mantle of the northwestern Pacific Basin. l = data of cruises 21, 23, and 29 of the R/V "*Dmitriy Mendeleev*"; 2 = major crustal faults; 3 = boundaries of the Pacific plate; 4 = main tectonic elements; 5 = linear magnetic anomalies.

## Ostrovsky (1991)



Shimamura et al. (1977)

<u> 1-7</u>



**1-8** 



**义 1-9** 









DELP86 PD2V CHANNEL: VH DELAY: D.171 FILTERED FL=2.0 FH=15.0 FS=30.0 TRUE AMPLITUDE

図 1-13(a)



図 1-13(b)



図 1-13(c)



図 1-13(d)



図 1-13(e)



図 1-13(f)



DELP86 P15V CHANNEL: VH DELAY: 0.104 FILTERED FL=5.0 FH=12.0 FS=24.0 TRUE AMPLITUDE

図 1-13(g)



図 1-13(h)












図 1-18





(a)





-



Nagumo&Ouchi(1990)









1386km

1495km

100





....



861. sa







╏╎╎**╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎╎** 

<u> </u>	
<u> </u>	
<u> </u>	
<u> </u>	
	and a state of the set
_	ter ber ber ber ber ber ber ber ber ber b
-+-	
	and a state of the
·	
-+	
<del></del>	
<del></del>	
_ <u>v</u>	
-v-	
•	







40 sec



図 1-25









Vp (km/sec)

図 1-28









図 1-32



Iwasaki et al. (1991)



図 1-34

30 sec





10 sec







図 1-38





図 1-40



Shimamura et al. (1977)







BUTLER ET AL.: HIGH-FREQUENCY ATTENUATION IN THE WEST PACIFIC



図 2-2



Butler et al. (1987)

Butler et al. (1987)

図 2-3





(b) Fuchs and Schultz (1976)



Sato (1989)











図 2-10





## 図2-12







<u>い</u>



Paths used in this study

## 図2-14






## 図2-16





図 2-17



関東・東海地殻活動観測網

小原(1993)のデータより作成

図2-18







Free path length

Gusev and Abubakirov (1987)

図 2-20





図 2-21



Produced from Gusev and Abubakirov (1987)



## Jannaud (1991)



Jannaud (1992)

図 2-23

у