地 震 研 究 所 彙 報
Bull. Earthq. Res. Inst.
Univ. Tokyo
Vol. 66 (1991) pp. 383-417

国立大学観測網地震カタログデータから求めた日本列島下の3次元P波速度構造

東京大学地震研究所　神 谷 眞 一 郎

(平成3年4月1日受理)

要　旨

国立大学観測網地震カタログの走時データを使って，日本列島下深さ 500 km までの3次元P波速度構造を求めた．使った地震は全部で 581 個であり，観測点は 168 点である．走時データは全部で 31,128 個となった．解析に用いたブロックの大きさは，a. 0.5°×0.5°×50 km（最上部の3層は 0.5°×0.5°×33 km）と b. 0.25°×0.25°×25 km（最上部の3層は 0.25°×0.25°×17 km）の2通りである．解法は ARTB を用いた．

深さ 200 km 程度までは非常に詳細な構造が求められ，北海道南部から関東地方にかけての太平洋スラブや，四国東部の下に非常に浅い角度でもぐり込むフィリピン海スラブに対応する高速度域，あるいは火山フロントやマントルウェッジの部分に対応する低速度域がみられた．太平洋スラブの内部には，高速度異常の層に挾まれる形で低速度異常の層がサイドイッチ状にあらわれている．これは，解像度の解析からは非常に良く解けた解であるとわかるが，内部構造が変わると地震波線の経路も変わるという非線形性によって生じた見かけのものであるという可能性もある．

ISC のデータを用いて行った同様の解析結果と比較すると，本研究で用いたデータは高密度かつ高精度であるため，比較的浅い範囲に関しては非常に詳細な構造が求められた．

1. はじめに

日本列島全域にわたる地球内部の3次元P波速度構造は，HIRAHARA (1977) と WATANABE (1977) によって，互いに独立に求められた．HIRAHARA (1977) は，ISC ブレティンの走時データを用い，2°×2°×100 km という大きさのブロックでの構造を推定した．このブロックサイズは，今からみるとかなり大きなものであり，日本列島下の細かい構造を解釈する際には適当ではない．WATANABE (1977) では，1°×1°×100 km および 0.5°×0.5°×50 km という比較的細かいブロックサイズでの解析が行われているが，解像度の解析が行われていない．そのため，求められた解がどの程度信頼できるものであるか不明である．

その後，解析の手法，データの密度，計算機の能力すべてが向上し，さらに細かい解析が可能となってきた．そこで KAMIYA *et al.* (1989) は，ISC ブレティンの走時データを使って，0.5°×0.5°×50 km というブロックサイズでの解析を行った．また，ZHOU and CLAYTON (1990) は，やはり ISC ブレティンのデータを使って，日本列島を含んだ北西太平洋地域について，1°×1°×50 km，2°×2°×50 km の2通りのブロックサイズでの解析を行った．さらに，MIYATAKE and HIRAHARA (1991，準備中) は KAMIYA *et al.* (1989) が求めた範囲を拡張し，千島列島およびオホーツク海まで含む範囲の3次元P波

速度構造を，直達P波と海底で反射したpP波および海面で反射したpwP波の走時データを使って求めた．YAMANAKA *et al.* (1991) は MIYATAKE and HIRAHARA (1991) と同じ範囲の3次元S波速度構造を求めている．これらの研究は，いずれも解像度の解析を行い，解の信頼度について議論している．走時データはいずれも ISC ブレティンのデータを用いているが，ISC のデータに含まれるノイズは比較的大きいと考えられるので，求められた構造の誤差も比較的大きいであろう．

さらに SPAKMAN *et al.* (1989) は，ISC および NEIC の膨大な数のデータを用いて北西太平洋地域の3次元P波速度構造を求めている．しかし，上述のように ISC のデータには比較的大きな誤差が含まれているものと考えられる．その上，NEIC は速報値であるため，ISC より大きな誤差が含まれているものと思われる．そのため，彼らの結果は，ノイズによって大きく乱されている可能性が高い．

以上，日本列島全域にわたる3次元地震波速度構造に関するこれまでの研究について述べた．次に，日本列島の一部の地域の3次元地震波速度構造を求めたものとして，いくつかの例を挙げる．

HASEMI *et al.* (1984) および小原・他 (1986) では，おもに東北大学微小地震観測網のデータを使って，東北地方下の3次元地震波速度構造を解析している．また，HORIE and AKI (1982), ISHIDA (1984), ISHIDA and HASEMI (1988) は，関東・東海地方についての解析を行い，フィリピン海スラブに対応する高速度域を明らかにした．HIRAHARA (1981) は，ISC のデータを使って西南日本の3次元P波速度構造を解析し，現在および過去におけるフィリピン海スラブのもぐり込みの特徴について考察している．さらに HIRAHARA *et al.* (1989) は，中部地方の深さ 200 km までの解析を行い，もぐり込む太平洋スラブおよびフィリピン海スラブに対応する高速度域と，マントルウェッジの低速度域を明らかにした．中国・四国地方については，田中 (1987) が気象庁地震月報のデータを用いて，3 次元地震波速度および減衰構造を求めている．また，NAKANISHI (1985) は，ART (Algebraic Reconstruction Technique) 法を用いて，気象庁地震月報のデータから，北海道・東北地域の深さ 200 km までの3次元 P 波速度構造を求めている．彼は，速度構造の時間変化についても調べているが，顕著な特徴は見いだせないと結論づけている．

これらの地域的な研究の多くは，データに関してはかなりの精度を有するものと考えられる．しかし，解析を行っている領域が日本列島の一部に限られており，日本列島全体の3 次元速度構造について議論することは不可能である．また，それぞれの研究において，初期モデルや解析の手法が異なるため，これらを接続して議論することも非常に困難である．一方，日本列島全域にわたる地震波速度構造の推定が重要であることは言うまでもない．例えば，日本全国の震源決定を正確に行うために必要である．さらには，この地域は，太平洋プレートとフィリピン海プレートが沈み込むなど，地球物理学的に非常に興味深い地域である．そこで，この地域の地震波速度構造を推定することは，沈み込み帯における地球物理学的な考察をする上でも重要である．

近年，地震予知計画の下に，国立大学によって地震予知観測情報ネットワークが建設され，微小地震の観測が行われてきた．そして，これらのネットワークの観測網で得られたデータを基に，東京大学地震研究所地震予知観測情報センターが地震の震源座標および発

震時を決定している．ここで決定された地震の震源および観測データは，「国立大学観測網地震カタログ」として6か月分ずつ発行されている．纐纈・他 (1989) は，このカタログのうち，1985 年7月から 12 月までの6か月分のデータを使って，1°×1° という粗いブロックでP波速度構造を試みに推定している．また，ZHAO (1990) は，このカタログのデータと東北大学微小地震観測網等で得られたデータを用いて，P波速度構造を求めている．本研究では，1 年6か月分の国立大学観測網地震カタログのデータを用いて，日本列島全域にわたる，高精度かつ詳細な3次元P波速度構造の推定を試みた．初期モデルや解析手法として KAMIYA *et al.* (1989) と同じものを用いたので，ISC ブレティンと国立大学観測網地震カタログとのデータの比較が可能となった．また，得られた結果の相違についても議論を行う．

2. データ

本研究を始めた 1990 年8月現在，国立大学観測網地震カタログは，1985 年7月から 1986 年 12 月までの1年6か月が公表されている．そこで，この期間のカタログから次の基準で地震を選んだ．

1. 震源の深さが 100 km より浅い地震に関してはP波の初動報告が 50 以上あるもの

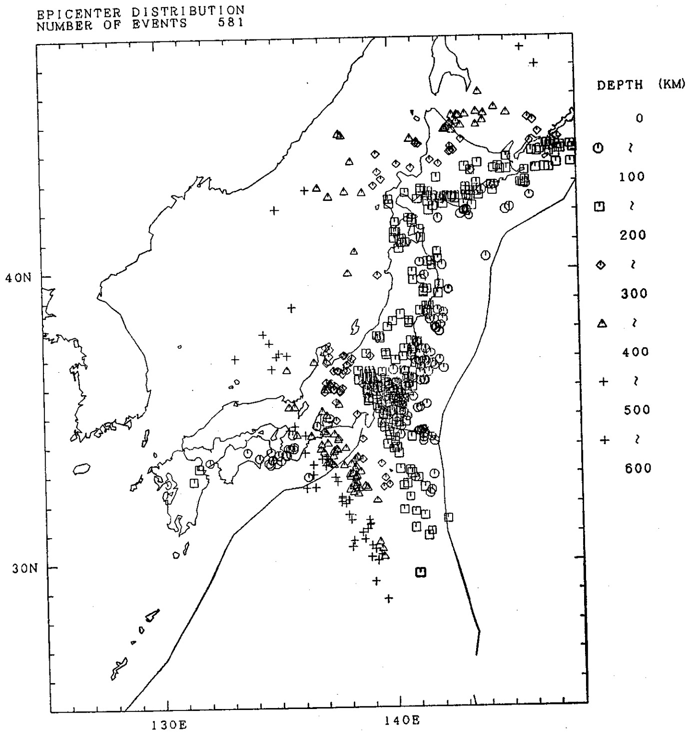


Fig. 1. Epicentral distribution of earthquakes used in this study. The focal depth of each event is distinguished in symbol. The total number of events is 581.

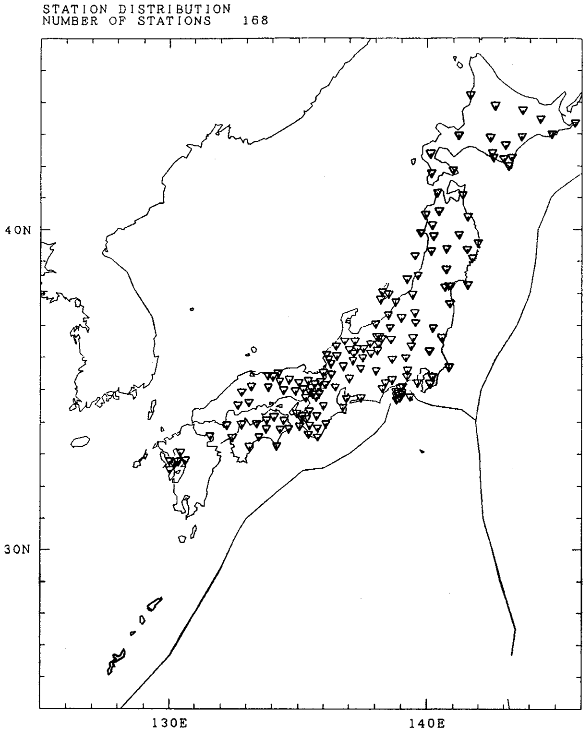


Fig. 2. Distribution of stations used in this study. The number of stations is 168.

2. 震源の深さが 100 km 以深の地震に関してはP波の初動報告が 30 以上あるもの

上記の基準で選んだ地震の震源要素を，JEFFREYS (1939) の構造を使い，DZIEWONSKI and GILBERT (1976) による楕円体補正および観測点の高度補正を考慮して，P 波の到着時から再決定した．再決定した震源の深さが 20 km よりも浅く求まったものは取り除き，残った地震を3次元速度構造の解析に用いた．解析に用いた地震は全部で 581 個となった．これらの地震の震央を Fig. 1 に示す．そして，これらの地震に対する，P 波初動の理論走時と観測走時とのずれをデータとして用いた．ただし，震央と観測点との間の角距離が 10° を越えるものおよび理論走時と観測走時のずれが 5.0 秒以上のものは除外した．このようにして得られたデータは，全部で 31,128 個である．ただし，どのデータに対しても観測点補正は考慮していない．本研究で用いた観測点を Fig. 2 に示す．

3. 方　　法

3 次元P波速度構造を推定する対象領域は，北緯 25°～48°，東経 125°～148°，深さ 500 km までとした．解析に用いられる地震はすべてこの領域に含まれる．解析に際しては次の2種類の大きさのブロックを用いた．

a. 0.5°×0.5°×50 km

(最上部の3層は 0.5°×0.5°×33 km)

b.　0.25°×0.25° km×25 km

(最上部の6層は 0.25°×0.25°×17 km)

ブロックサイズaは KAMIYA *et al.* (1989) と同様であり，解析結果は直接比較検討が可能となる．また，本研究ではさらに細かい，ブロックサイズbによる解析も行った．このような細かいブロック分けによる解析が可能となったのは，国立大学観測網による観測が非常に密に展開されているためである．この解析によって，KAMIYA *et al.* (1989) よりもさらに詳細な構造の推定が期待できる．

本研究では，KAMIYA *et al.* (1989) と同様に，HIRAHARA (1988) による ARTB 法 (ART-type Bayesian Reconstruction method) を用いた．ここで，この ARTB 法の手順だけを簡単に示す．

まず，次のような線形化した観測方程式を考える．

$$\boldsymbol{d}=\boldsymbol{G}\boldsymbol{m}$$

ここに，$\boldsymbol{d}$ と $\boldsymbol{m}$ はそれぞれ，観測データおよびモデルパラメータを成分とするベクトルであり，$\boldsymbol{G}$ は係数行列である．そしてベイズ型の最適化の基準により，次式で表される値を最小にする．

$$(\boldsymbol{d}-\boldsymbol{G}\boldsymbol{m})^t\boldsymbol{C}_d^{-1}(\boldsymbol{d}-\boldsymbol{G}\boldsymbol{m})+(\boldsymbol{m}-\boldsymbol{m}_0)^t\boldsymbol{C}_m^{-1}(\boldsymbol{m}-\boldsymbol{m}_0)$$

ここで，$\boldsymbol{m}_0$ はモデルパラメータの初期値を成分とするベクトルであり，$\boldsymbol{C}_d$ および $\boldsymbol{C}_m$ はそれぞれ，観測データとモデルパラメータに対して先験的に見積もられた自己共分散行列である．上の式を最小にするようなモデルパラメータベクトル $\boldsymbol{m}$ は，次のように表される．

$$\boldsymbol{m}-\boldsymbol{m}_0=\boldsymbol{G}^{-g}(\boldsymbol{d}-\boldsymbol{G}\boldsymbol{m}_0)$$

ただし，

$$\boldsymbol{G}^{-g}=(\boldsymbol{G}^t\boldsymbol{C}_d^{-1}\boldsymbol{G}+\boldsymbol{C}_m^{-1})^{-1}\boldsymbol{G}^t\boldsymbol{C}_d^{-1}$$

である．

本研究では，$\boldsymbol{C}_d$ および $\boldsymbol{C}_m$ を次のように仮定する．

$$\boldsymbol{C}_d=\sigma_d^2\boldsymbol{I}$$

$$\boldsymbol{C}_m=\begin{pmatrix}\sigma_{m1}^2 & \cdots & 0\\ 0 & & \vdots\\ \vdots & \sigma_{mj}^2 & \vdots\\ \vdots & & 0\\ 0 & \cdots\ 0 & \sigma_{mn}^2\end{pmatrix}$$

ここに，σ_d^2 および σ_{mj}^2 $(j=1,\cdots,n)$ は，データ誤差および j 番目のモデルパラメータに対して先験的に見積った不確定性の分散の値である．また，行列 $\boldsymbol{I}$ は単位行列を表す．このようにおいたとき ARTB 法のアルゴリズムは次のようになる．

$\boldsymbol{u}^{(1)}=\boldsymbol{0}$

$\boldsymbol{m}^{(1)}=\boldsymbol{m}_0$

データ全体に及ぶ k 回目の繰り返し

i 番目のデータ $(i=1,\cdots,N)$

$$p=N\times(k-1)+i$$

$$c^{(p)}=\lambda^{(p)}\frac{(d_i-\langle \boldsymbol{g}_i\boldsymbol{m}^{(p)}\rangle)/\sigma_d-u_i^{(p)}}{1+|\bar{\boldsymbol{g}}_i|^2}$$

$$\boldsymbol{u}^{(p+1)}=\boldsymbol{u}^{(p)}+c^{(p)}\boldsymbol{e}_i$$

$$\boldsymbol{m}^{(p+1)}=\boldsymbol{m}^{(p)}+c^{(p)}\bar{\bar{\boldsymbol{g}}}_i$$

i について繰り返し

k について繰り返し

ここに，$\boldsymbol{e}_i$ は i 番目の成分だけが1で，他の成分はすべて0の N 次の単位ベクトルであり，

$$\boldsymbol{g}_i=(G_{i1},\cdots,G_{in})^t$$

$$\sigma_d\bar{\boldsymbol{g}}_i=(\sigma_{m1}G_{i1},\cdots,\sigma_{mn}G_{in})^t$$

$$\sigma_d\bar{\bar{\boldsymbol{g}}}_i=(\sigma_{m1}{}^2G_{i1},\cdots,\sigma_{mn}{}^2G_{in})^t$$

である．また，$\langle \boldsymbol{g}_i\boldsymbol{m}^{(p)}\rangle$ は，2つのベクトル $\boldsymbol{g}_i$ と $\boldsymbol{m}^{(p)}$ との内積を表す．上記のようなアルゴリズムで計算を続けると，$\boldsymbol{m}^{(p)}$ および $\boldsymbol{u}^{(p)}$ はそれぞれ，求めるモデルパラメータ $\hat{\boldsymbol{m}}$ および $(\boldsymbol{d}-\boldsymbol{G}\hat{\boldsymbol{m}})/\sigma_d$ に収束する (HERMAN *et al.*, 1979).

また，データおよびモデルパラメータに対する先験的な標準偏差としては，個々のデータやブロックの位置および地震によらず一定とし，

$\sigma_d=0.1$ sec (走時データ)
$\sigma_{ms}=4.0\%$ (スローネスの偏差)
$\sigma_{m\lambda}=\sigma_{m\varphi}=0.03°$ (震源の緯度経度の補正値)
$\sigma_{mh}=3.0$ km (震源の深さの補正値)
$\sigma_{mt}=0.1$ sec (発震時刻の補正値)

という値を用いた．さらに，インバージョンの緩和定数は各イタレーションで一定とし，

$$\lambda=0.1$$

とした．なお KAMIYA *et al.* (1989) とは，σ_d と σ_{ms} の値が異なる．これは，今回用いたデータの精度が高いこと，そしてそのために，σ_{ms} を現実に存在すると思われる程度のスローネス偏差の値を与えても安定した解が得られることが期待できることによる．

解像度の解析は，求められた解がどの程度信頼できるものかを判断するのに必要不可欠である．そしてこの解像度は，地震波の通り具合によって決まり，震源と観測点の分布によって制約を受ける．すなわち，さまざまな方向の地震波が数多く通っている領域では解像度が高くなり，そこで得られた解は十分信頼できるものであると判断される．それに対して，通っている地震波の数が少なかったり，あるいは地震波の方向に大きな偏りがあるような領域では，解像度は低くなり，その解はあまり信頼がおけない．本研究では，この解像度を解析する方法として，INOUE *et al.* (1990) が紹介しているチェッカー盤解像度解析を行った．これは，次に述べるような方法である．まず，地球内部の速度構造として，高速度の領域と低速度の領域がチェッカー盤状に交互に分布しているものと仮定する．この仮定した地球モデルに対して，実際の解析で用いた震源と観測点の組み合わせで得られ

る走時を理論的に計算する．このようにして計算された走時をデータとして，実際の解析を行ったときと同様の方法で地球内部の速度構造を求め，初めに仮定した速度構造モデルと比較をする．この方法を用いると，解像度の高い領域では仮定したチェッカー盤状の構造をよく再現するのに対して，解像度の低い領域では，初めに仮定した構造が再現されず，0 に近い速度偏差がひろがってあらわれる．特に本研究では，震源と観測点の組み合わせによって決まる地震波線の分解能についてのみ評価を行うために，計算した走時にノイズは加えていない．また，初めに仮定したチェッカー盤状のスローネス偏差の値は，±3% である．

4. 結　　果

本研究で求めたモデルパラメータは，3,305 個（ブロックサイズ a）および 20,790 個（ブロックサイズ b）のブロックのスローネスの偏差と，581×4 個の震源要素である．データ数 31,128 に対して，あらかじめ設定したモデルパラメータ数は 25,600 個（ブロックサイズ a）および 188,532 個（ブロックサイズ b）であったが，すべてのブロックのスローネスの偏差が求められているわけではない．理論走時と観測走時の根二乗平均残差は，インバージョン前には 0.70 秒であったが，インバージョン後には 0.46 秒（ブロックサイズ a）および 0.35 秒（ブロックサイズ b）となった．Fig. 3(a) および Fig. 4(a) に，それぞれブロックサイズ a, b に対する，データ全体にわたる計算を 1 回として数えたときのイタレーションの回数と，根二乗平均残差の変化を示す．これを見ると，残差の減少分のほとんどは最初の 10 回の繰り返しで終ってはいるものの，それ以降も徐々にではあるが減少を続けていることがわかる．

そこで，Fig. 3(b)〜(d) および Fig. 4(b)〜(d) にイタレーションに伴うモデルパラメータの変化の様子を示す．この図は，1 回のイタレーションで変化したモデルパラメータのうち，その変化の絶対値が最大であったものの，そのモデルパラメータに対する割合をプロットしている．この図から，10 回目までのイタレーションでは，モデルパラメータはかなりの割合で変化しているが，30 回目を過ぎたあたりからほとんど変化しなくなり，50 回目ではほとんど完全に収束していることがわかる．そこで，本研究では，50 回目のイタレーション後のモデルパラメータの値を解とした．

Fig. 5 にブロックサイズ a の解析で得られた速度構造の結果とチェッカー盤解像度解析の結果の平面図，Fig. 6 にはブロックサイズ b の解析で得られた速度構造の結果とチェッカー盤解像度解析の 結果の 平面図を示す．また，得られた結果との 比較のために，Fig. 7 に日本列島におけるブーゲー異常を示す．以下では，それぞれの深さに関する議論を行う．

4.1. 深さ 0〜33 km

この深さは地殻に対応する部分である．本研究においては，観測点補正を考慮していないために，第 1 層の結果は観測点ごく近傍の非常に浅い部分の不均質の影響を強く反映している可能性が高い．第 1 層の結果が観測点ごく近傍の影響に支配されていれば，その厚さによらず，ブロックサイズ a のときも b のときも，結果は類似したものになると考えられる．そこで，この 2 つの場合の第 1 層を比較してみると，まず，一見したところでは

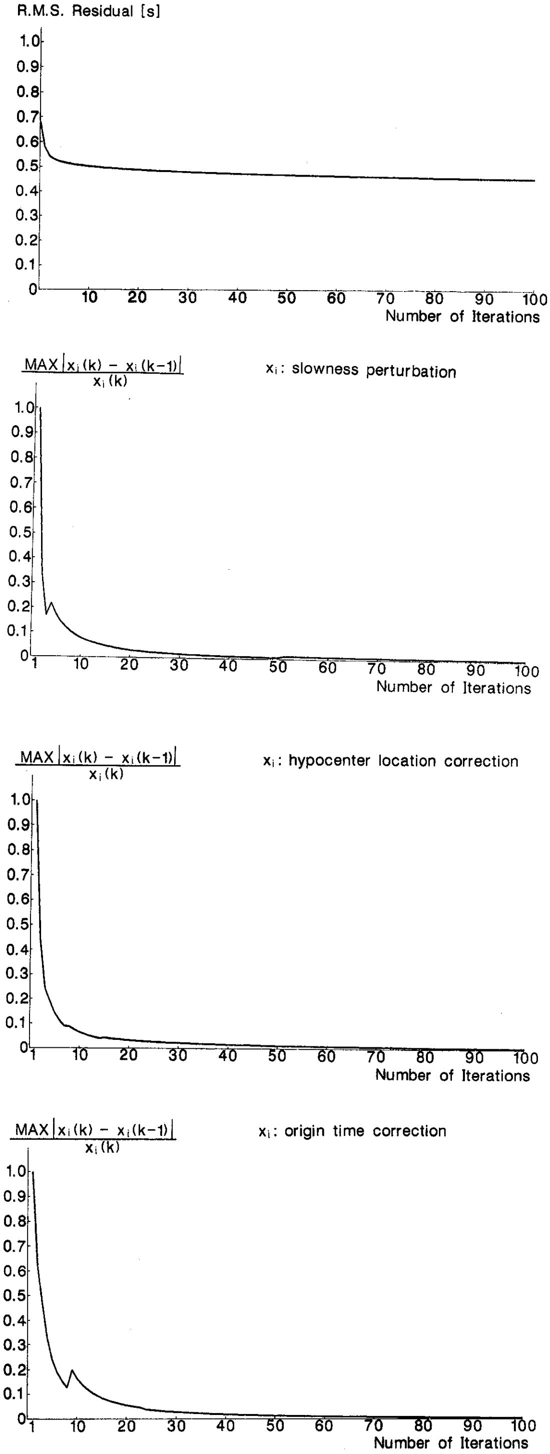


Fig. 3. (a), Root-mean-square residual versus number of global iterations for block size a (0.5°×0.5°). The root-mean-square residual remains approximately constant after the 30th iteration, (b), Normalized maximum change in slowness perturbations at each global iteration for block size a (0.5°×0.5°). Model parameters remain almost unchanged after the 30th global iteration, (c), Same as Fig. 3 (b) in hypocenter location corrections, (d), Same Fig. 3 (b) in source origin time corrections

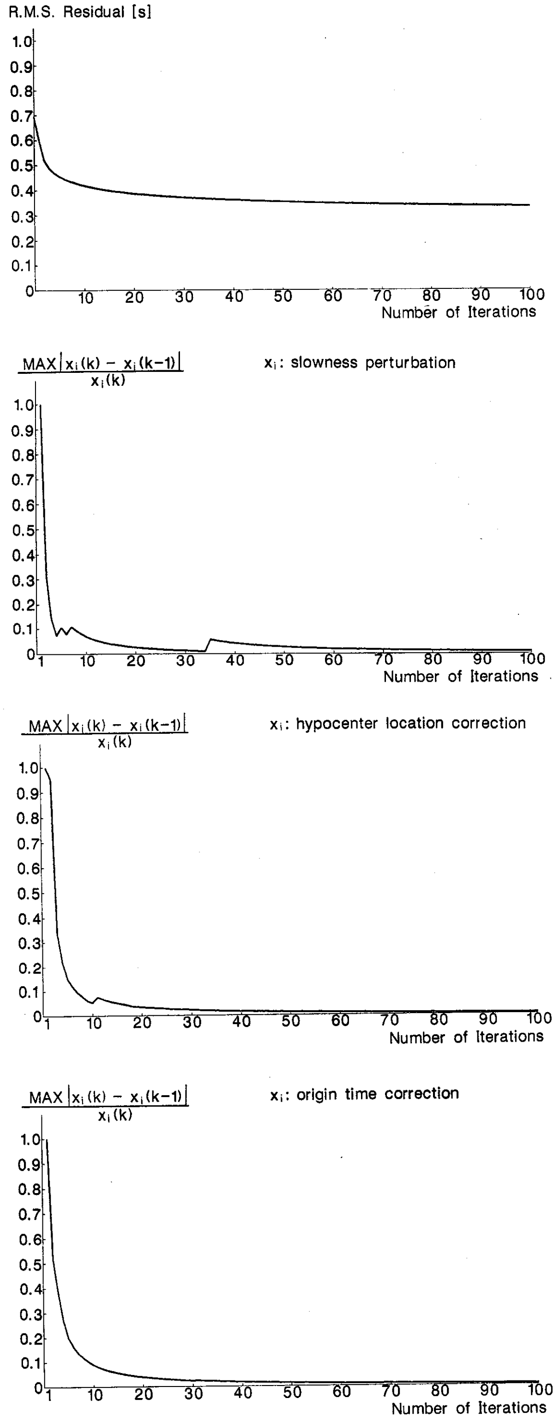
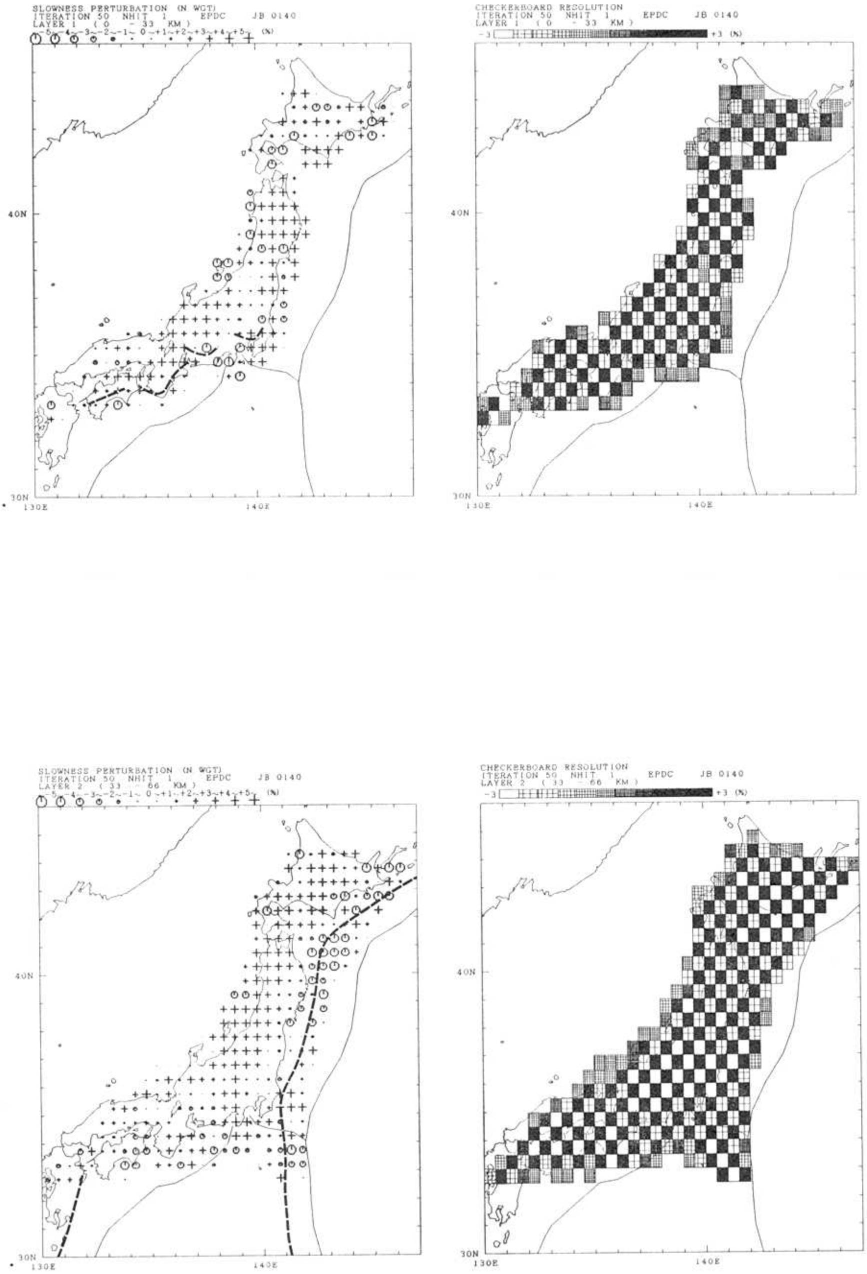
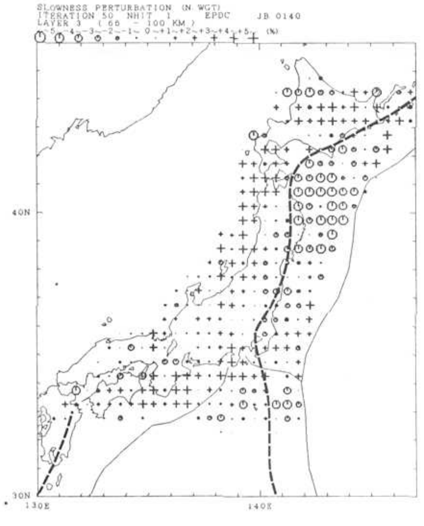
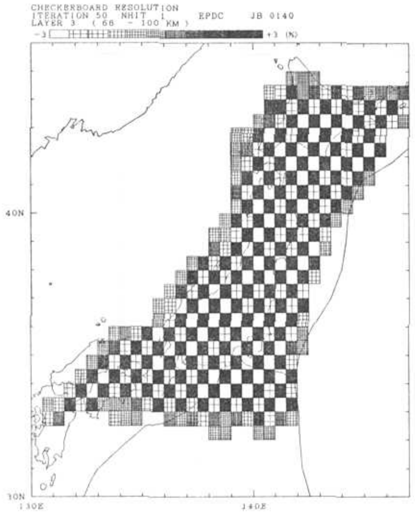
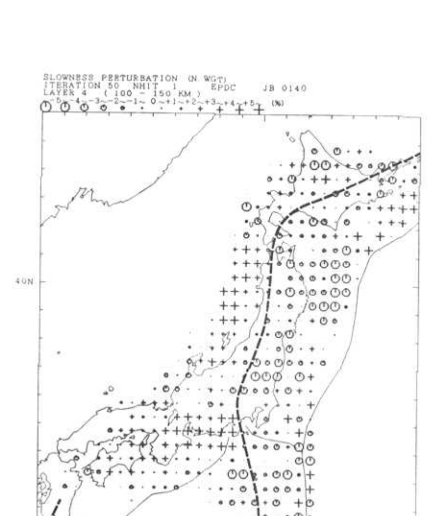


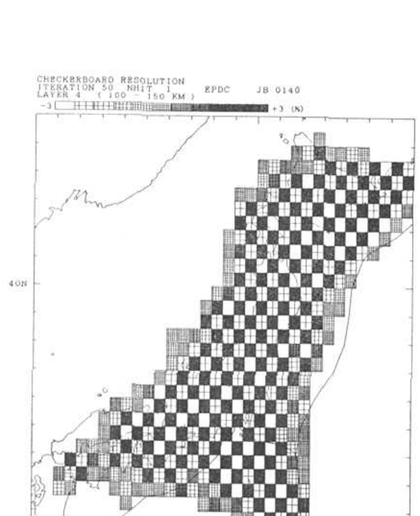
Fig. 4. Same as Fig. 3 for block size b (0.25°×0.25°).

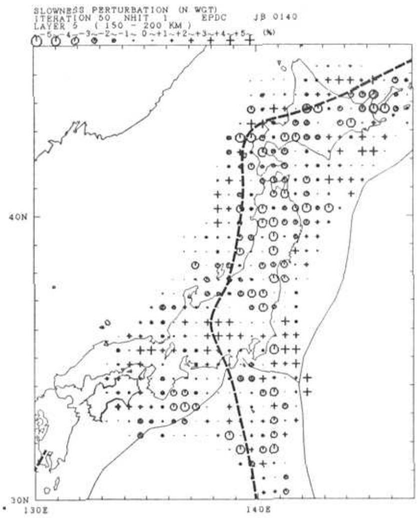

SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 1 (0 - 33 KM)
-5～-4～-3～-2～-1～ 0～+1～+2～+3～+4～+5～ (%)
CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 1 (0 - 33 KM)
-3 +3 (%)
SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 2 (33 - 66 KM)
-5～-4～-3～-2～-1～ 0～+1～+2～+3～+4～+5～ (%)
CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 2 (33 - 66 KM)
-3 +3 (%)
40N
30N
130E
140E

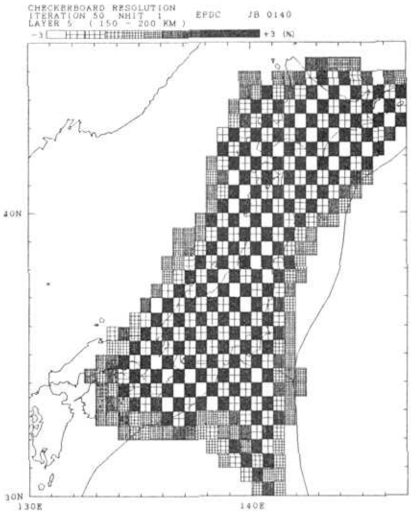

SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 3 (66 - 100 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0 ~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
40N
30N
130E
140E

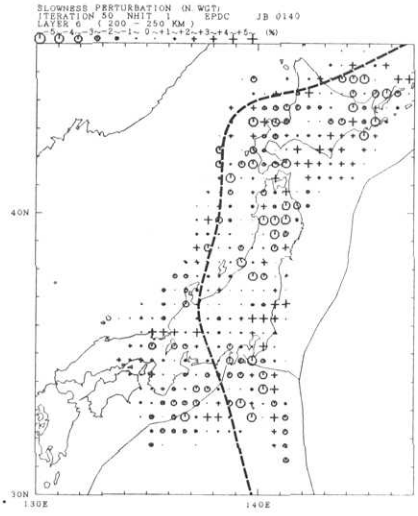

CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 3 (66 - 100 KM)
-3
+3 (%)
40N
30N
130E
140E

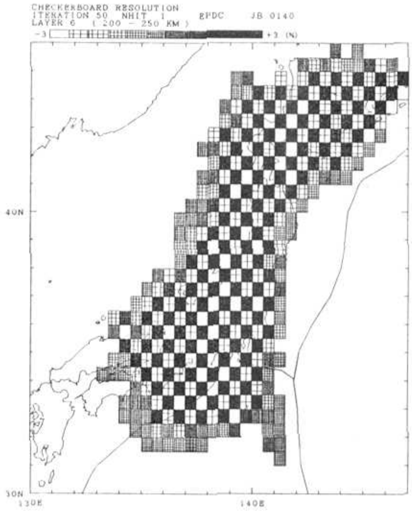

SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 4 (100 - 150 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0 ~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
40N
30N
130E
140E

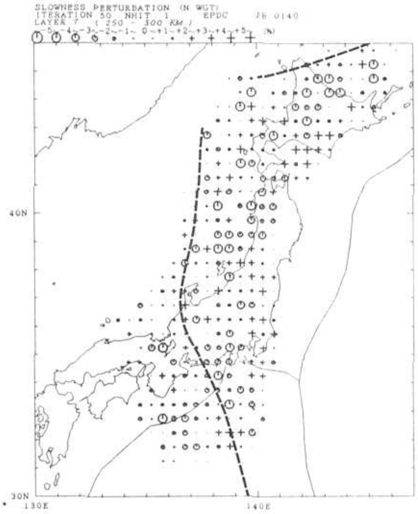

CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 4 (100 - 150 KM)
-3
+3 (%)
40N
30N
130E
140E

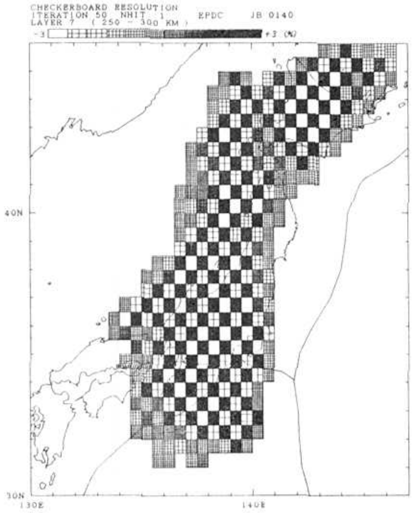

SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 5 (150 - 200 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
40N
30N
130E
140E

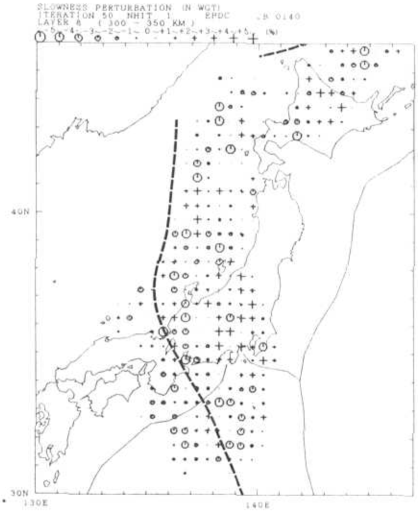

CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 5 (150 - 200 KM)
-3
+3 (%)
40N
30N
130E
140E

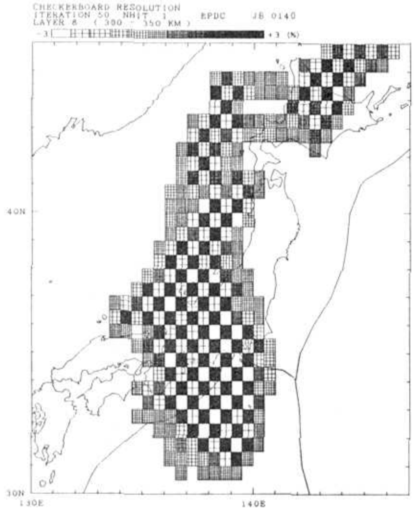

SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 6 (200 - 250 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
40N
30N
130E
140E

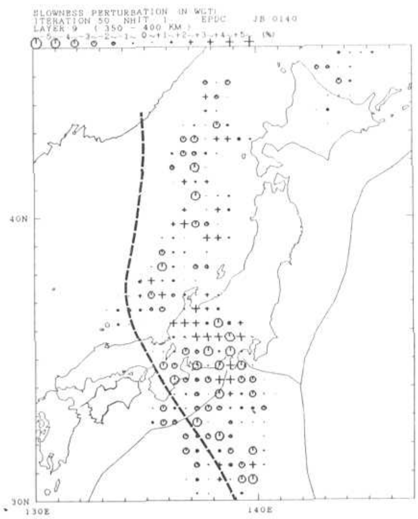

CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 6 (200 - 250 KM)
-3
+3 (%)
40N
30N
130E
140E

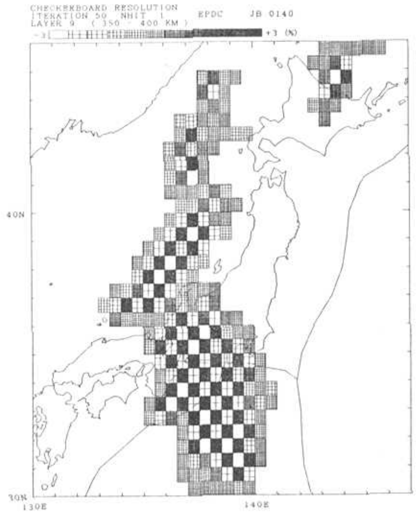

SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 7 (250 - 300 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5 (%)
40N
30N
130E
140E

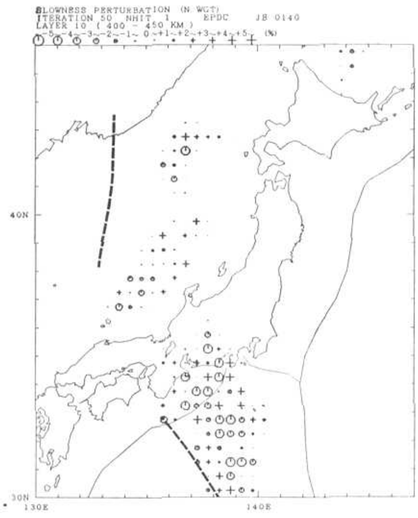

CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 7 (250 - 300 KM)
-3 +3 (%)
40N
30N
130E
140E

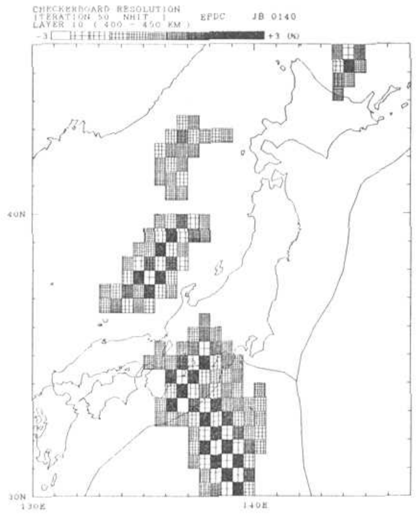

SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 8 (300 - 350 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5 (%)
40N
30N
130E
140E


CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 8 (300 - 350 KM)
-3 +3 (%)
40N
30N
130E
140E


SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 9 (350 - 400 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
40N
30N
130E
140E


CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 9 (350 - 400 KM)
-3
+3 (%)
40N
30N
130E
140E


SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 10 (400 - 450 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
40N
30N
130E
140E


CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 10 (400 - 450 KM)
-3
+3 (%)
40N
30N
130E
140E

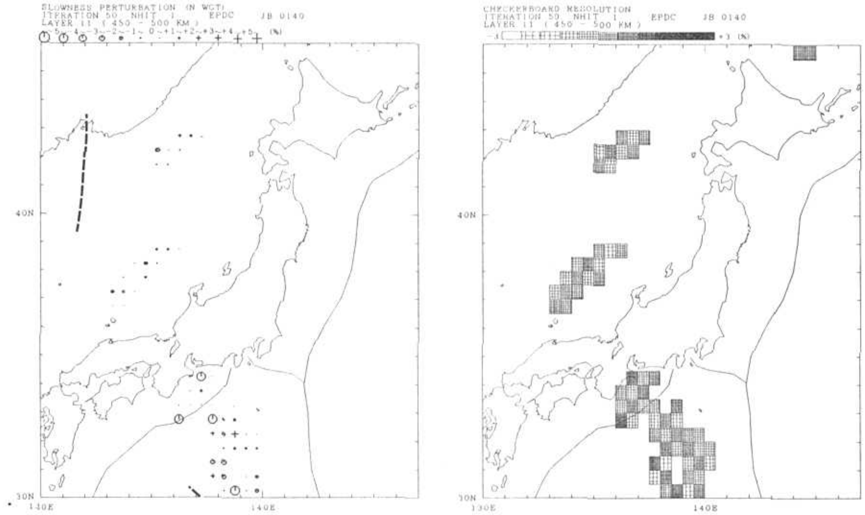
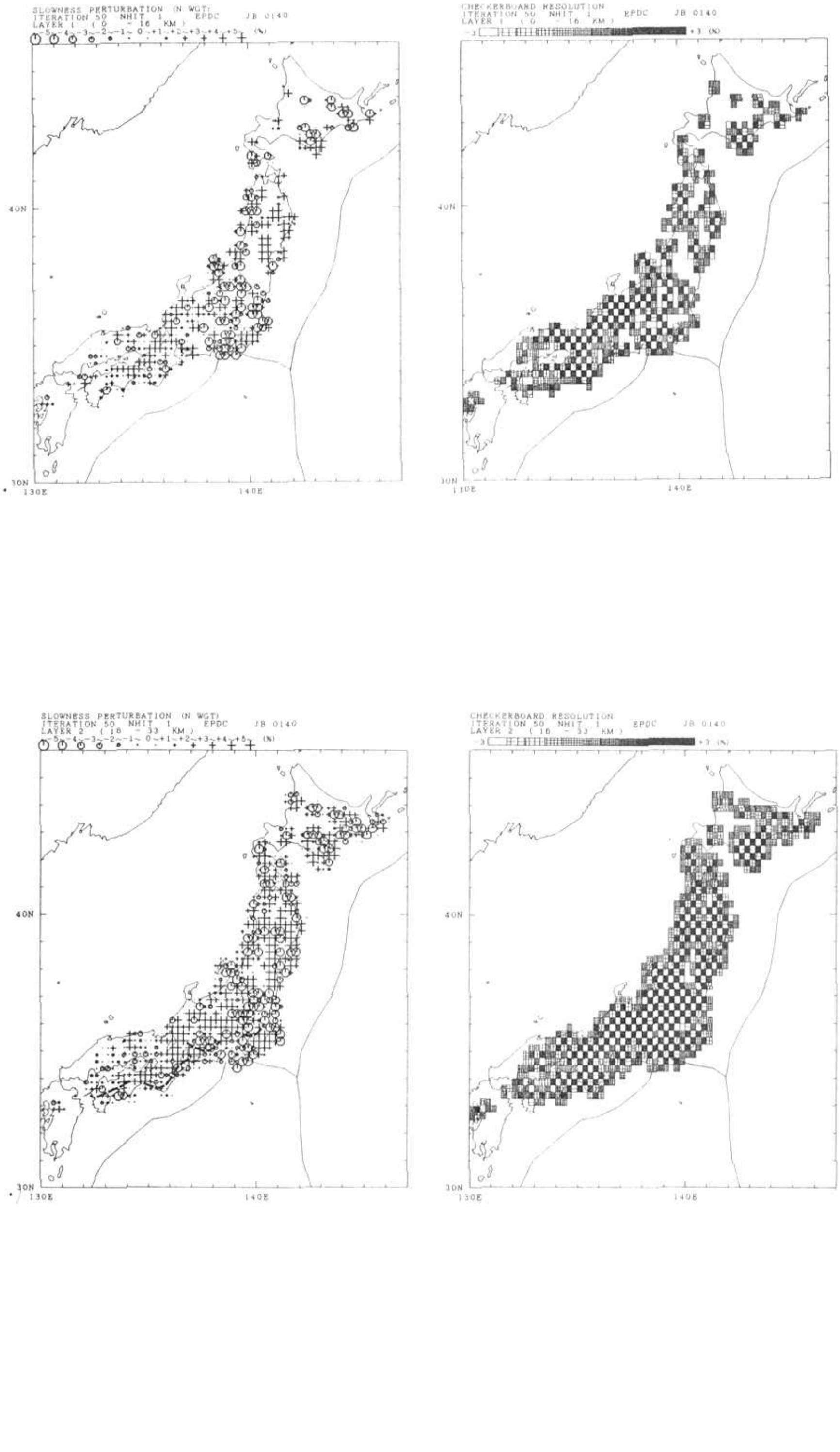


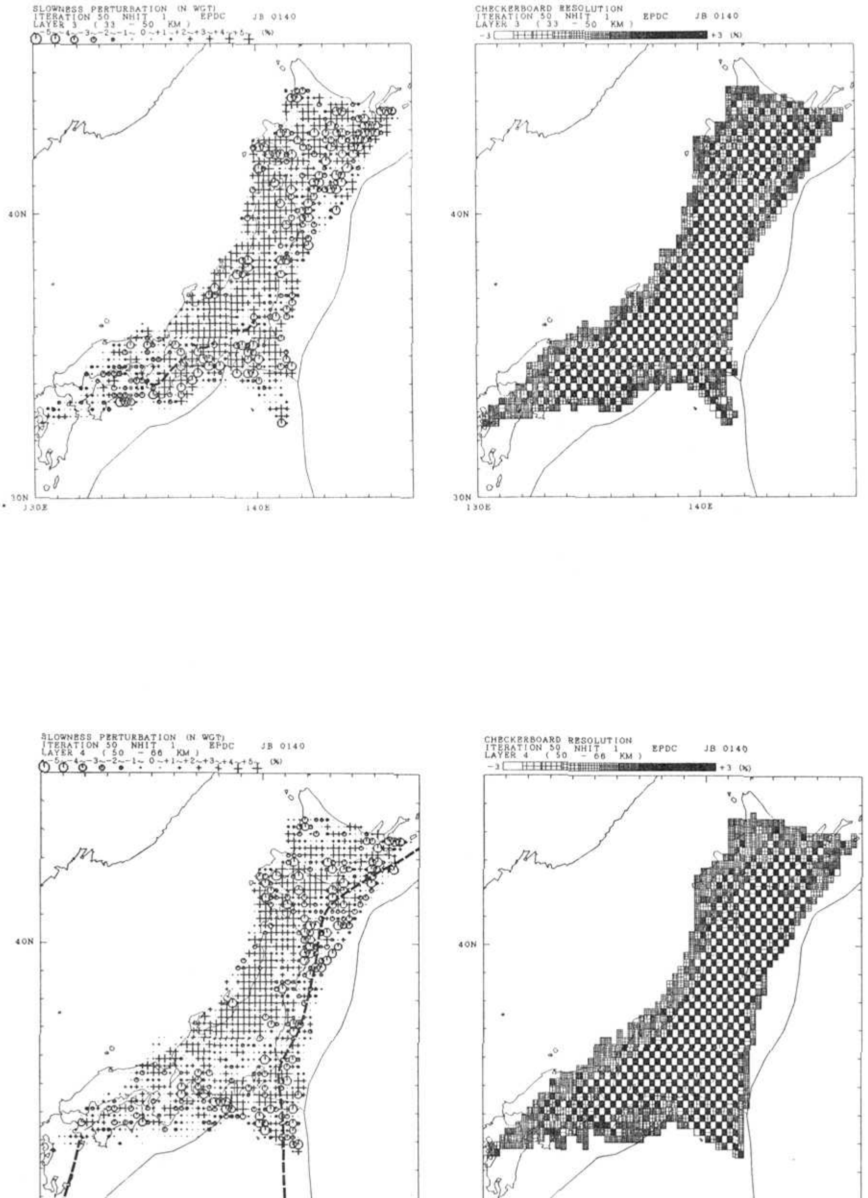
Fig. 5. Results of inversion and checker board resolution for block size a (0.5°×0.5°) after the 50th global iteration. The sign and amplitude of slowness perturbations from the model of JEFFREYS (1939) are distinguished in symbol and magnitude of symbols, respectively. In each layer dashed lines show upper boundaries of Pacific and Philippine Sea slabs estimated from the distribution of the hypocenters and velocity structure based on YOSHII (1979), YAMAZAKI and OOIDA (1985) and ISHIDA (1990).

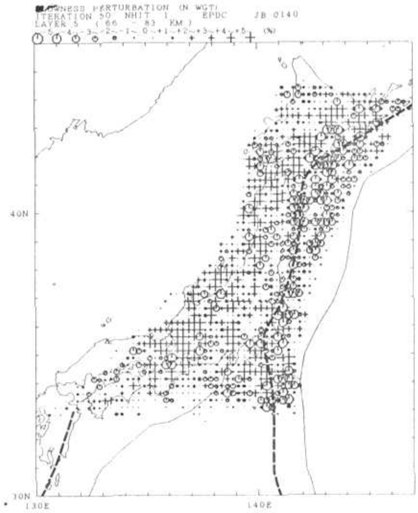
非常に異なっているという印象を受ける．これは，解いているブロックが観測点のほぼ真下に限定されるため，ブロックを細かくすると，見えている範囲が狭くなるためである．

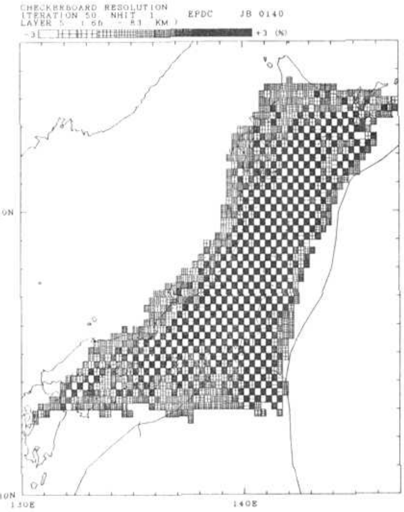
ブロックサイズ b の解析では解像度が十分でないところが多いので，解像度が十分あるところに限って，異なるブロックサイズの解析結果を詳しく比較することにする．日高山脈南部，東北地方中部，中部地方西部から近畿地方にかけての低速度異常や佐渡島，伊豆半島の高速度異常などはよく一致しているが，新潟県南部や関東地方中部ではあまり一致していない．すなわち，このように一致しない地域では，観測点直下の浅い領域の異常ではなく，深さ 0～33 km および 0～16 km までの平均的な構造がそれぞれ結果に反映していると考えられる．そこで，ブロックサイズ b では第2層まで含めて，この深さ範囲での平均的な速度異常を見てみると，a と b で完全に矛盾するところはほとんどない．すなわち，ブロックサイズ a の1個のブロックを構成する b の8個のブロックのうちのいくつかは，a の結果と同じ符号となっている．ブロックの数としては逆の符号を持つブロックの方が多いこともあるが，これは，その領域を通る地震波の偏りによって起こるものであろう．

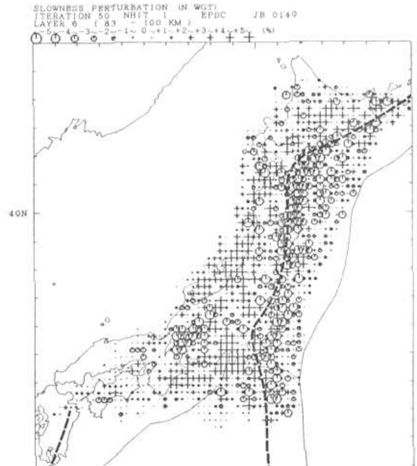
また，ブロックサイズ a の結果を ISC のデータを使った解析と比較してみると，中部地方の低速度異常はよく一致しているが，北海道苫小牧から内浦湾・函館にかけての地域や三陸沿岸では一致していない．この原因としては，使っている観測点が異なるために，その直下の構造の影響が卓越している場合には全く違うものを見ている可能性がある．また，結果が 0～33 km の平均的な構造を反映している場合でも，使ったデータセットが異

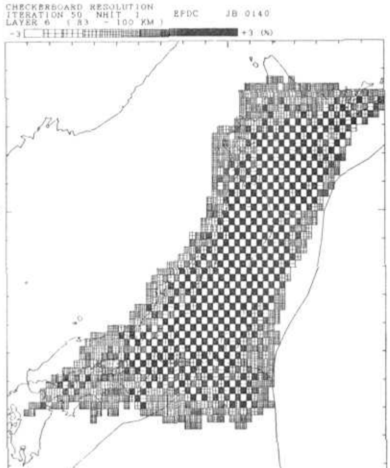

SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 1 (0 - 16 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
40N
30N
130E
140E
CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 1 (0 - 16 KM)
-3 +3 (%)
40N
30N
130E
140E
SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 2 (16 - 33 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
40N
30N
130E
140E
CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 2 (16 - 33 KM)
-3 +3 (%)
40N
30N
130E
140E

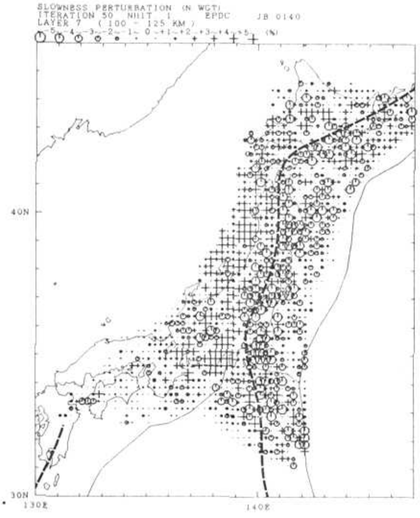

SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 3 (33 - 50 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
40N
30N
130E
140E
CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 3 (33 - 50 KM)
-3 +3 (%)
40N
30N
130E
140E
SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 4 (50 - 66 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
40N
30N
130E
140E
CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 4 (50 - 66 KM)
-3 +3 (%)
40N
30N
130E
140E

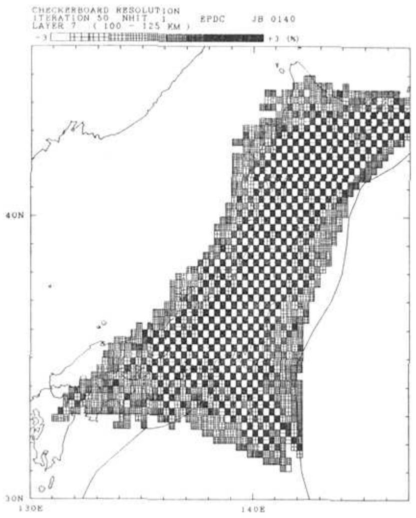

SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 5 (66 - 83 KM)
(%)
40N
30N
130E
140E

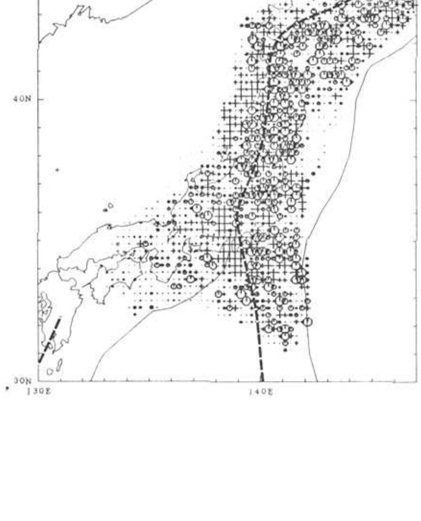

CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 5 (66 - 83 KM)
-3
+3 (%)
40N
30N
130E
140E

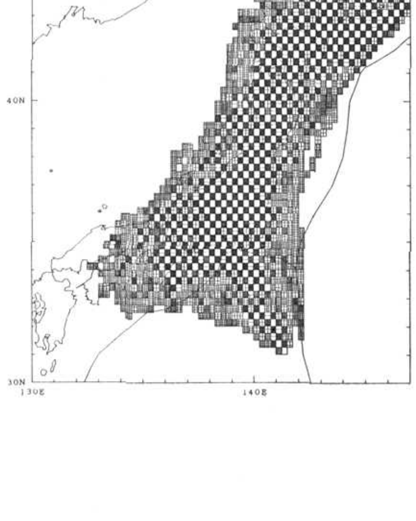

SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 6 (83 - 100 KM)
(%)
40N
30N
130E
140E

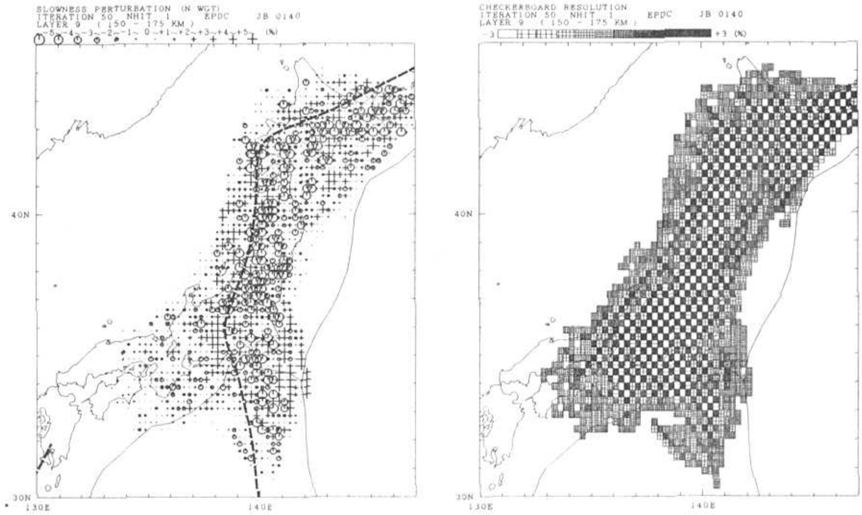

CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 6 (83 - 100 KM)
-3
+3 (%)
40N
30N
130E
140E


SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 7 (100 - 125 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0 ~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
40N
30N
130E
140E

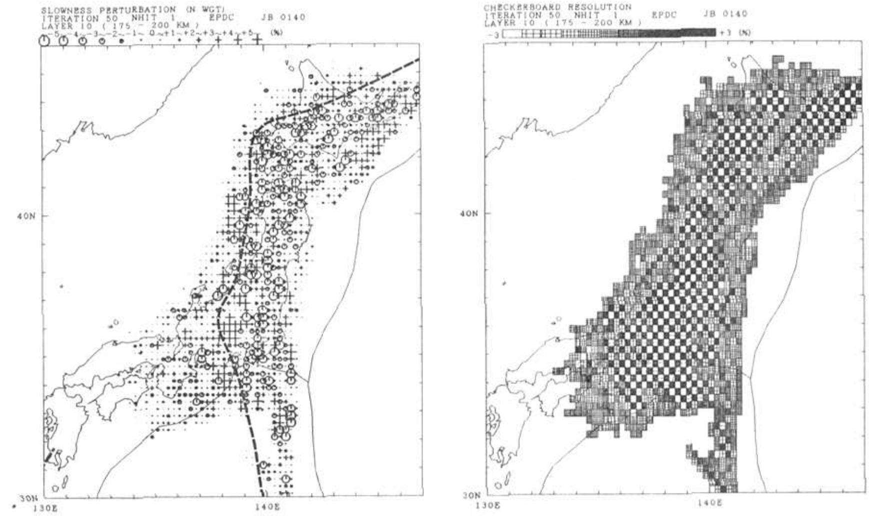

CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 7 (100 - 125 KM)
-3
+3 (%)
40N
30N
130E
140E


SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 8 (125 - 150 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0 ~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
40N
30N
130E
140E

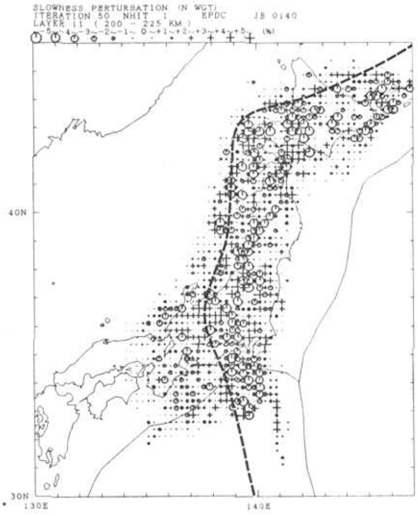

CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 8 (125 - 150 KM)
-3
+3 (%)
40N
30N
130E
140E

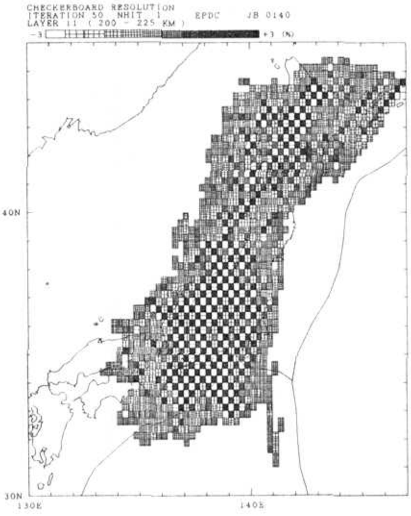


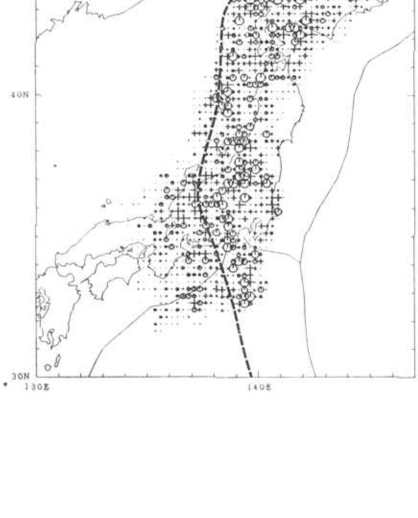
SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 9 (150 - 175 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
40N
30N
130E
140E
CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 9 (150 - 175 KM)
-3
+3 (%)
40N
30N
130E
140E

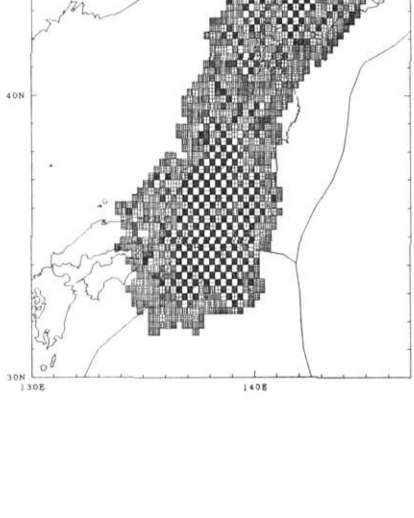


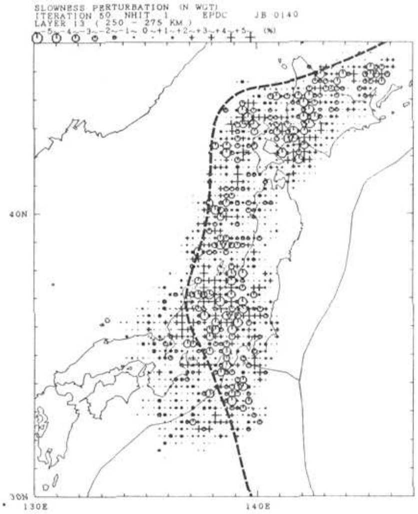
SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 10 (175 - 200 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
40N
30N
130E
140E
CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 10 (175 - 200 KM)
-3
+3 (%)
40N
30N
130E
140E

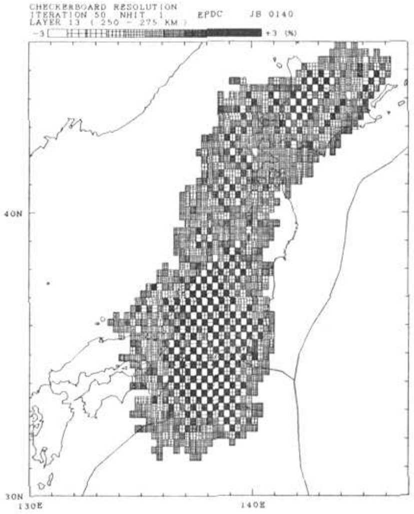

SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 11 (200 - 225 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
40N
30N
130E
140E

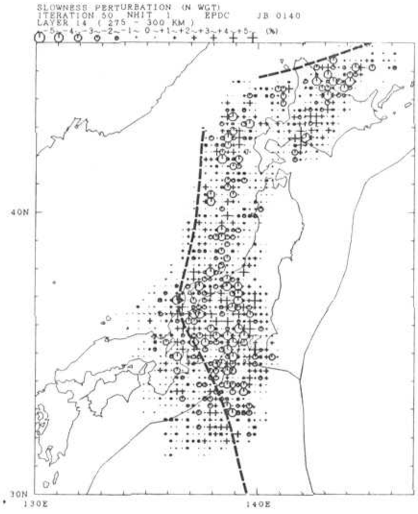

CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 11 (200 - 225 KM)
-3
+3 (%)
40N
30N
130E
140E

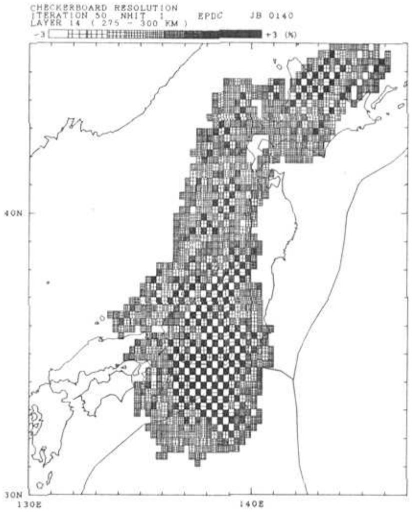

SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 12 (225 - 250 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
40N
30N
130E
140E

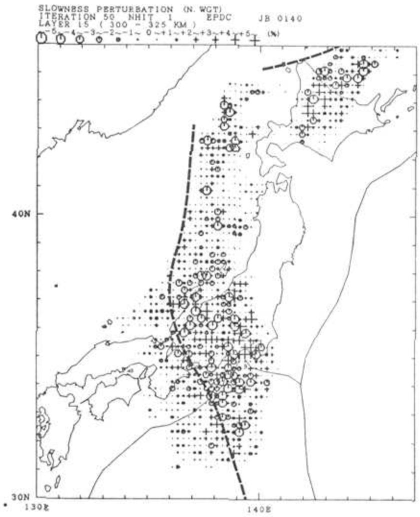

CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 12 (225 - 250 KM)
-3
+3 (%)
40N
30N
130E
140E

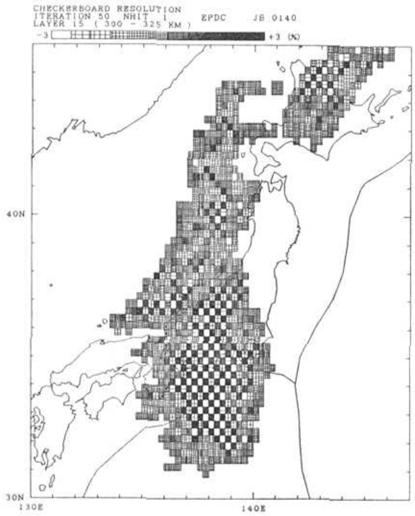

SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 13 (250 - 275 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5 (%)
40N
30N
130E
140E

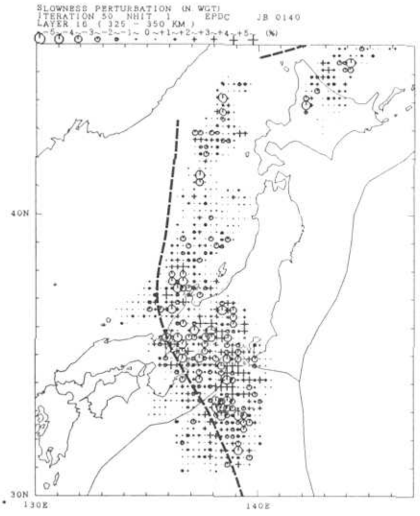

CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 13 (250 - 275 KM)
-3 +3 (%)
40N
30N
130E
140E

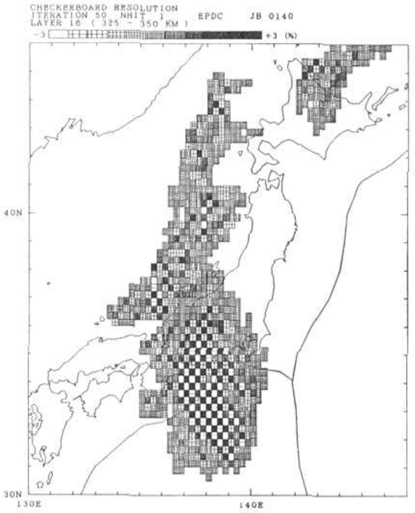

SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 14 (275 - 300 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5 (%)
40N
30N
130E
140E

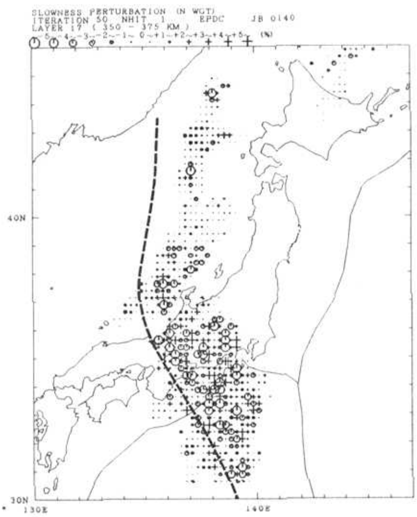

CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 14 (275 - 300 KM)
-3 +3 (%)
40N
30N
130E
140E

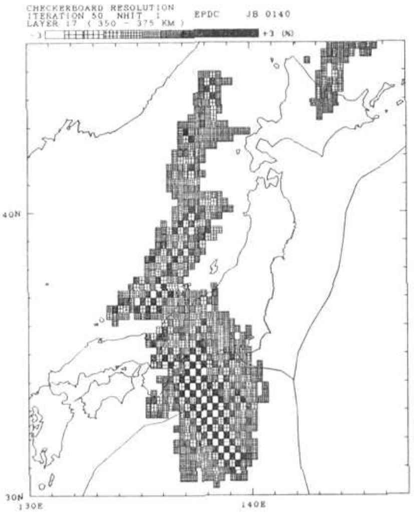

SLOWNESS PERTURBATION (N. WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 15 (300 - 325 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5 (%)
40N
30N
130E
140E

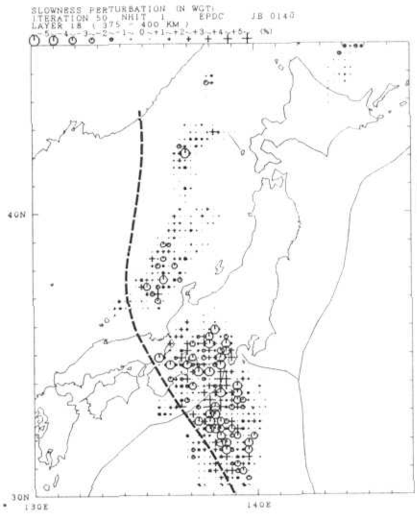

CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 15 (300 - 325 KM)
-3
+3 (%)
40N
30N
130E
140E

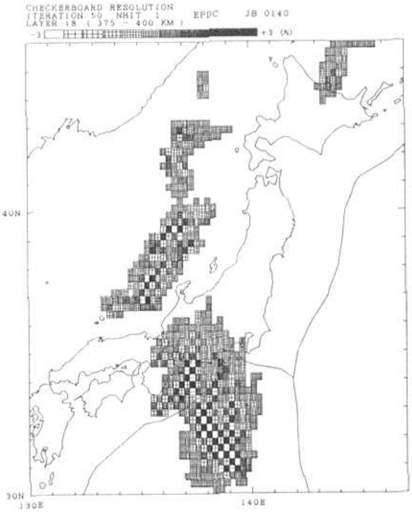

SLOWNESS PERTURBATION (N. WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 16 (325 - 350 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5 (%)
40N
30N
130E
140E

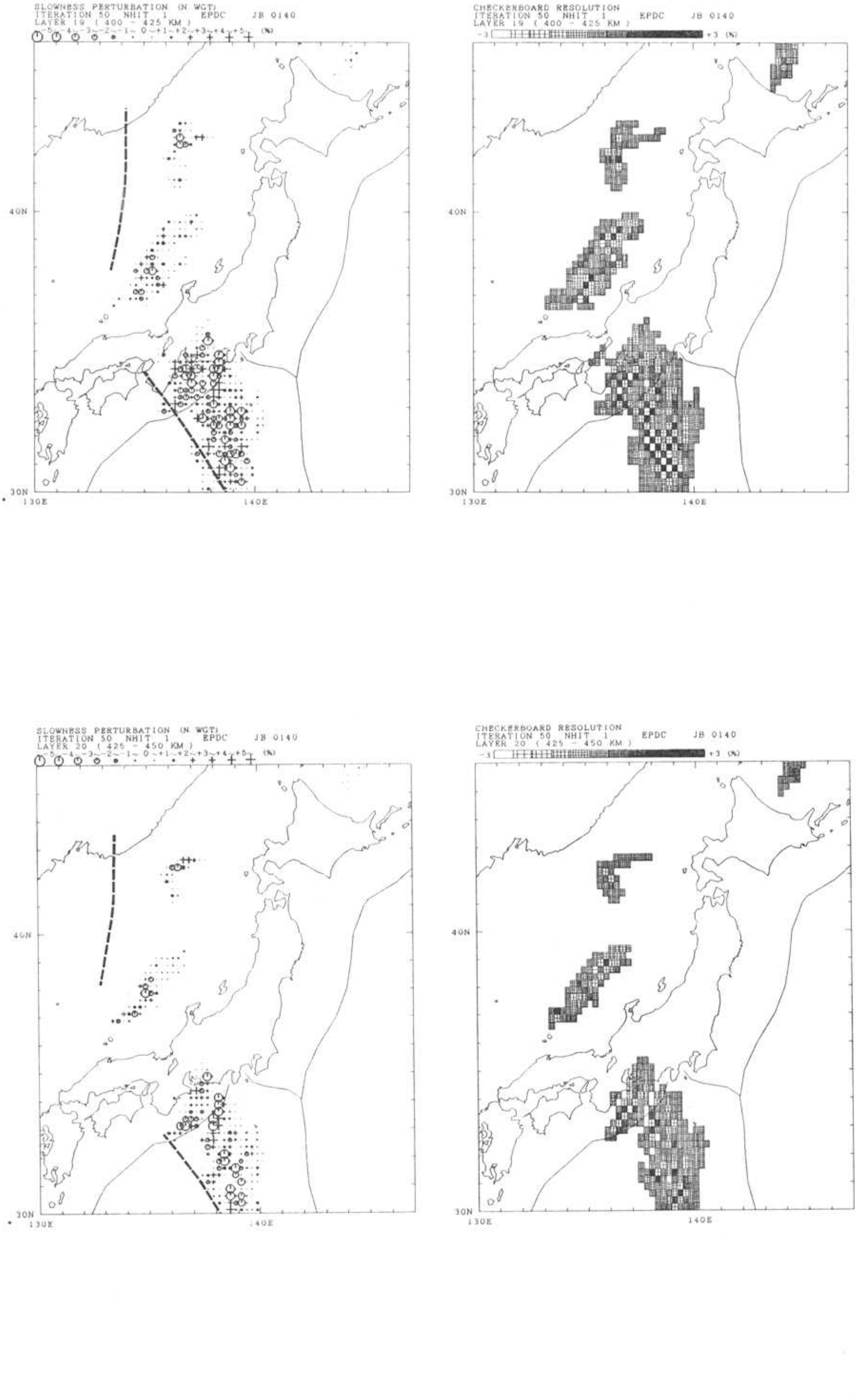

CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 16 (325 - 350 KM)
-3
+3 (%)
40N
30N
130E
140E


SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 17 (350 - 375 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
40N
30N
130E
140E


CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 17 (350 - 375 KM)
-3
+3 (%)
40N
30N
130E
140E


SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 18 (375 - 400 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
40N
30N
130E
140E


CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 18 (375 - 400 KM)
-3
+3 (%)
40N
30N
130E
140E


SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 19 (400 - 425 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 19 (400 - 425 KM)
-3 +3 (%)
40N
30N
130E
140E
SLOWNESS PERTURBATION (N WGT)
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 20 (425 - 450 KM)
-5~-4~-3~-2~-1~ 0~+1~+2~+3~+4~+5~ (%)
CHECKERBOARD RESOLUTION
ITERATION 50 NHIT 1 EPDC JB 0140
LAYER 20 (425 - 450 KM)
-3 +3 (%)

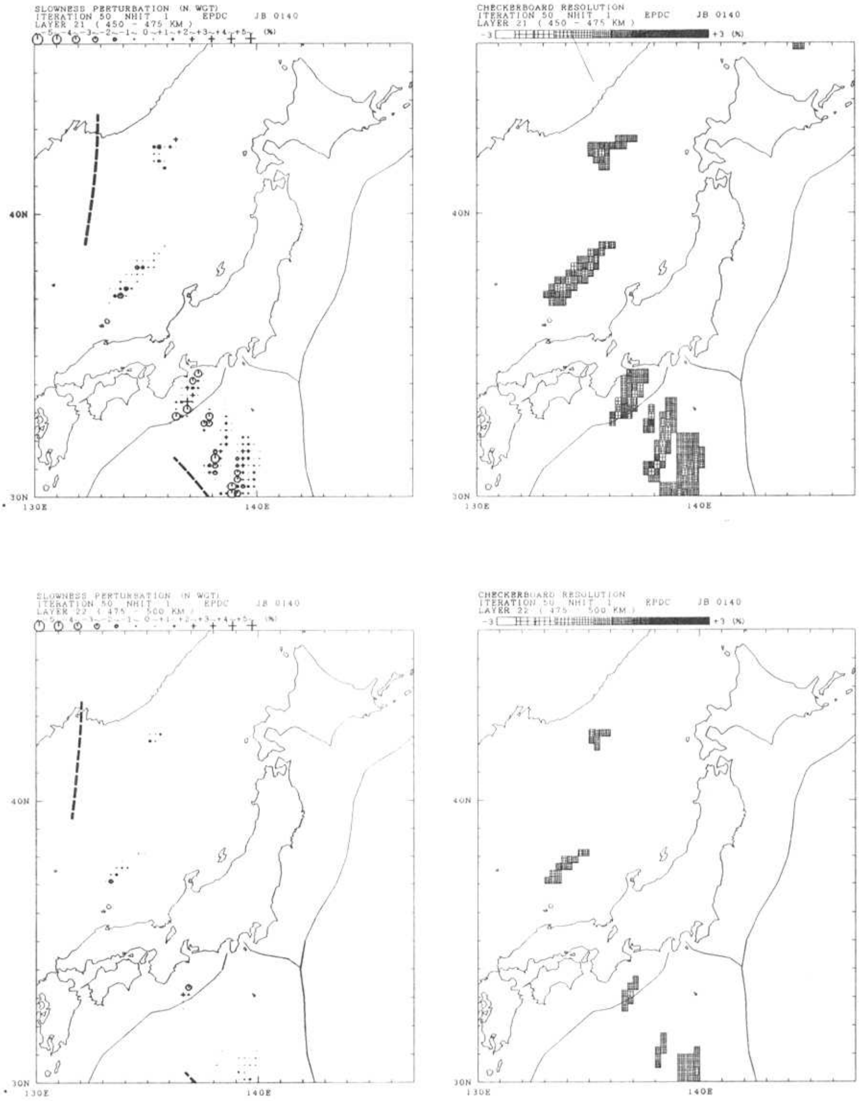


Fig. 6. Same as Fig. 5 for block size b (0.25°×0.25°).

なるために，地震波の通る経路が異なることによって差異が生じると考えられる．とくに，地殻内では速度異常の波長が比較的短いと考えられるので，地震波経路のわずかな違いによって結果が異なることが十分に起こり得るであろう．

北海道地方では，襟裳岬から北西方向の太平洋沿岸の低速度域，釧路から根室半島にかけての高速度域が深さ 0～16 km, 16～33 km に共通にみられる．この特徴は，重力異常の長波長の成分と調和的である．しかし，日高山脈付近に見られる高速度異常は重力異常の長波長成分とは一致しないが，短波長成分とは一致している．また，MIYAMACHI and

Fig. 7. Bouguer anomaly distribution of long (a) and short (b) wavelength in Japan. Hatched regions show negative Bouguer anomalies (after HAGIWARA, 1967). Contour interval is 50 mgal.

MORIYA (1984) の結果とも調和的である．活火山の分布しているところでは，ブロックサイズ a の第1層およびブロックサイズ b の第2層（深さ 16～33 km）で低速度域があらわれているが，ブロックサイズ b の第1層（深さ 0～16 km）ではあらわれていない．これは観測点直下の影響を強く受けているためである．

東北地方では，ほぼ中央部に低速度異常が南北に延びている．これは重力異常の短波長の成分と調和的である．このことから考えると，この低速度異常は比較的浅い範囲にあるものと思われる．また，低速度異常は活火山の分布とも非常によく一致している．

関東・東海地方では，低速度異常が東京湾周辺と房総半島でみられる．これは関東地方の下にある厚い堆積層の影響を受けているためである．また，伊豆半島周辺や茨城県付近では高速度異常がみられる．これらの特徴は，過去の研究（例えば ISHIDA and HASEMI, 1988）とよく一致する．

中部山岳地帯から近畿地方にかけて，顕著な低速度異常が広がっている，これは HIRAHARA *et al.* (1989) においても見られる特徴であり，長波長の重力異常とも調和的である．AOKI *et al.* (1972) は，中部山岳地帯の下において，地殻が広い範囲にわたって厚くなっていることを，人工地震および重力異常を用いた解析から指摘している．

中国・四国地方では，ブロックサイズ b での解像度は低いが，ブロックサイズ a でみると，中国地方にやや高速度があらわれ，四国地方に低速度があらわれている．これは HIRAHARA (1981) とほぼ一致した結果となっている．

4.2. 深さ 33～66 km

この深さでは，ブロックサイズ a と b とで，ほぼ調和的な結果が得られている．

北海道の太平洋岸沖から宮城県沖あたりまでの千島・日本海溝沿いでは，沈み込み始め

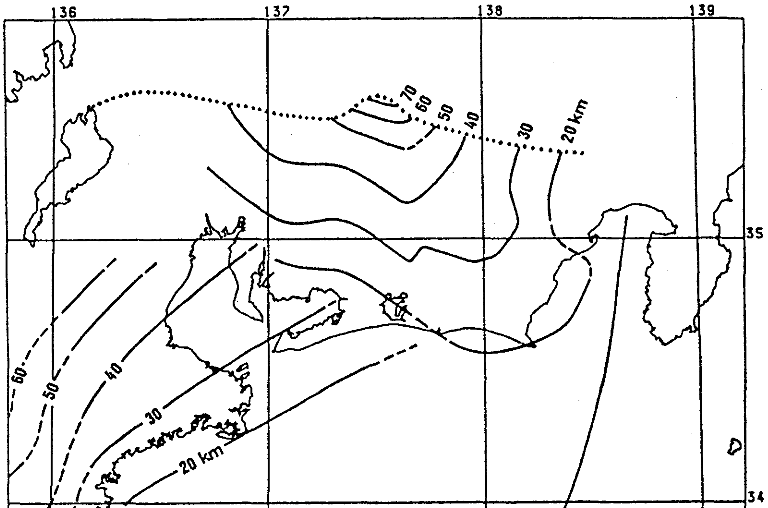


Fig. 8. Contour map of the inclined seismic zone in central Japan. The upper boundary of focal depths is shown. Dotted line indicates the northern boundary of the seismic zone. (after YAMAZAKI and OOIDA, 1985).

る太平洋スラブに対応する高速度域がみられる．また，火山フロントの大陸側に位置する低速度域が非常に安定して得られている．とくに，ブロックサイズbにおける第3層（深さ 33～50 km）の結果では，活火山の分布と良く対応して低速度域があらわれている．

フィリピン海スラブについてみると，ブロックサイズbの結果では，茨城県南西部や東海地方の遠州灘から愛知県東・中部で明瞭な高速度域がみられる．ブロックサイズaの結果では，関東・東海地方では顕著な高速度域としては現れてはいないが，周囲の低速度域と比べて相対的に高速度であるということが確認できる．山崎・大井田（1985）は，東海地方では，Fig. 8 に示すように，フィリピン海スラブは西側がめくれ上がる形で，非常に浅い角度で名古屋市付近までねじれてもぐり込んでいると推定している．今回の結果を見ると，Fig. 8 の深さ 30～40 km の等深度線の部分が高速度域となっており，もぐり込むフィリピン海スラブが見えていることがわかる．また，紀伊半島西部から四国東部において非常に浅い角度でもぐり込んでいるフィリピン海スラブに対応する高速度域は，ブロックサイズ a, b ともに明瞭に見られる．NAKANISHI（1980）は，ScS 波の先駆波の解析から，フィリピン海スラブが中国地方の下までもぐり込んでいる可能性を指摘している．今回の結果は，解像度の限界から中国地方北部までは確認することができないが，中国地方の南縁までは非常に浅い角度で高速度域が存在することがわかる．

この深さではブロックサイズ a, b の間で矛盾する点はあまり見られない．新潟県北部において，ブロックサイズ b の第3層（深さ 33～50 km）で高速度になっているが，ブロックサイズ a の第2層（深さ 33～66 km）では認められない．

4.3. 深さ 66～100 km

この深さでは，もぐり込む太平洋スラズに対応する高速度域と，マントルウェッジの部分に対応する低速度域が顕著にあらわれてくる．

ブロックサイズaの結果では，太平洋スラブに対応すると考えられる高速度域が，宮城県沖と茨城県南部から千葉県沖で，はっきりしなくなっている．こういった特徴をブロックサイズ b の結果において検討すると，宮城県沖では，とくに第5層（深さ 66～83 km）で対応する結果がみられる．また，第6層（深さ 83～100 km）でも範囲は狭くなるものの同様の傾向があらわれている．茨城県南部から千葉県沖では，ブロックサイズ b では，高・低速度異常が交互にあらわれるという傾向がある．ブロックサイズaでみられたような特徴は，ZHAO（1990）においても，深さ 65 km の宮城・福島県沖および深さ 90 km の銚子沖に同様の傾向があらわれているが，本研究におけるほどはっきりとしたコントラストを持ってはいない．

ブロックサイズ b の解析から細かい構造を見てみると，太平洋スラブ内と思われるところに，高速度でないかあるいは低速度を示す領域が，スラブのほぼ中央を南北に走っていることがわかる．解像度の解析からこの領域の解像度は十分あるものと考えられるので，解像度の欠如のために高速度異常が得られなかったのではないと言うことができる．ZHAO（1990）の結果では，太平洋スラブ内部に高速度異常の振幅がやや小さくなっている部分はあらわれているものの，本研究におけるような南北に走るという傾向はみられない．この点については，構造の断面を検討するところで考察する．

ブロックサイズ b の第6層（深さ 83～100 km）の結果を見ると，中部地方の中央アル

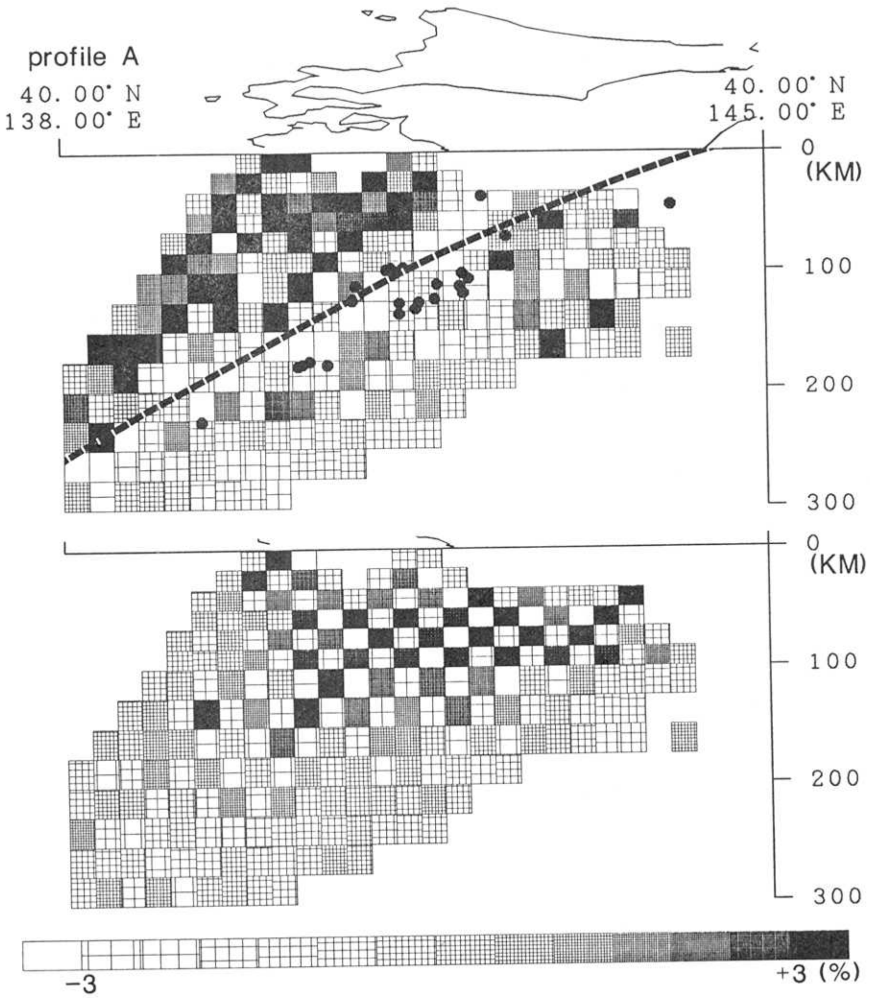
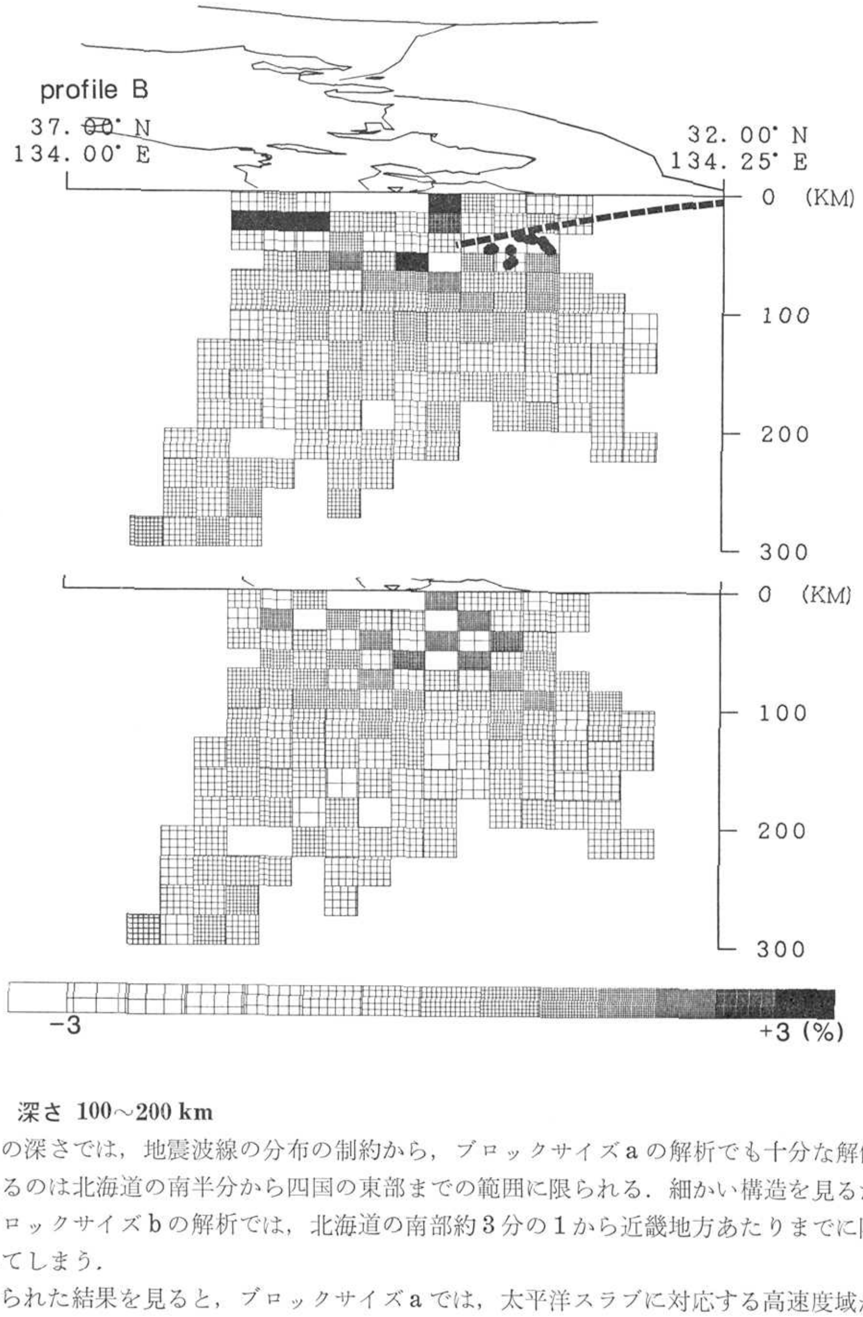


Fig. 9. Vertical profiles of results of inversion and checker board resolution at two cross sections. Slowness perturbations are distinguished in density of mesh within each block, that is, white blocks show high velocity anomalies and black blocks show low velocity anomalies. And closed circles show hypocenters located along each profile within a width of 0.5°. In each profile dashed lines show upper boundaries of Pacific and Philippine Sea slabs estimated from the distribution of the hypocenters based on YOSHII (1979) and YAMAZAKI and OOIDA (1985).

プスから琵琶湖東縁までの地域に非常に顕著な高速度異常があらわれている．この領域では，ブロックサイズaの結果では速度異常の振幅が非常に小さくなっており，ブロックサイズ b の第5層（深さ 66～83 km）の低速度異常と第6層の高速度異常が相殺してあらわれていると考えられる．この領域の高速度異常は，HIRAHARA *et al.* (1989) でも指摘されているが，これに対応するような地震活動はみられない．



4.4. 深さ 100〜200 km

この深さでは，地震波線の分布の制約から，ブロックサイズaの解析でも十分な解像度があるのは北海道の南半分から四国の東部までの範囲に限られる．細かい構造を見るためのブロックサイズbの解析では，北海道の南部約3分の1から近畿地方あたりまでに限定されてしまう．

得られた結果を見ると，ブロックサイズaでは，太平洋スラブに対応する高速度域が北海道から東北地方まではっきりとあらわれているが，関東地方および第4層（深さ100〜150 km）の宮城県付近ではみられなくなっている．ブロックサイズ b においても，高速度異常が弱くなっている領域の広さや，そのあらわれ方は多少異なるものの，同様の傾向がみられる．また，ZHAO (1990) の結果でも，関東地方下の高速度異常は弱くなる傾向が

ある.

さらにブロックサイズbの結果では，この上の層ほど顕著ではないものの，太平洋スラブに対応して，内部に速度不均質を有する高速度域が，またその大陸側に低速度域が現れている.

ISC のデータによる結果では，九州から琉球弧に沿ったフィリピン海スラブに対応する高速度域が見えているが，今回の解析ではこの領域を通る地震波線がないため，この高速度異常は得られていない.

4.5. 深さ 200〜500 km

解像度は一般的に深さとともに悪くなり，特にブロックサイズbで十分な解像度が得られるのは，中部地方とその南方の，震源が分布する領域とその周囲に限られる．ブロックサイズaではそれよりも多少広い領域を見ることができるが，やはり震源の分布に制約されるため，太平洋スラブの高速度域とその上方の低速度域のみが結果として得られている.

4.6. 断面図

次に，得られた結果の断面を Fig. 9 に示す．断面Aはブロックサイズbの解析によって得られた結果を北緯 40° に沿って東西に切った断面であるが，この断面では日本海溝からもぐり込む太平洋スラブの高速度域と，その上側のマントルウェッジの低速度域が見える．ところが，この高速度域のほぼ中央部付近には，深さ 66〜100 km の平面でも指摘したように，高速度異常を示さない領域が，層状に見られる．すなわち本研究の結果では，上下の高速度層の間に低速度あるいは高速度ではない層をサンドイッチ状にはさんだような構造をしたスラブが得られている．この結果は，太平洋スラブ内の速度構造に関する過去の研究（例えば MATSUZAWA *et al.*, 1986; IIDAKA *et al.*, 1989; IIDAKA and MIZOUE, 1991）と全く相反するものとなっている．また，ZHAO (1990) の結果では，高速度域の厚さは深さによって変化しているが，本研究のような層状の構造は得られていない．しかし，チェッカー盤解像度解析の結果からわかるように，この低速度域は解像度が悪いために現れたものではない．すなわち，ここで求められた解は，本研究で定式化した観測方程式の解として，かなりよく解けたものである.

断面Bは東経 135° に沿って南北に切った断面を見たものである．ここでは，深さ 33〜66 km の平面でも考察したように，南海トラフからもぐり込んだフィリピン海スラブが，中国地方南部まで非常に浅い角度で進んでいることがわかる．その北方では，解像度が十分ではないためにはっきりと見ることができない.

5. 議論及び結論

本研究によって，日本列島ほぼ全域に及ぶ地球内部3次元P波速度構造を，深さ約 200 km までの領域に関しては，精度良くかつ非常に詳細に推定することができた.

ブロックサイズaを用いた解析では，大局的には沈み込む太平洋プレートに対応する高速度異常と火山フロントの大陸側の低速度異常が現れるという，KAMIYA *et al.* (1989) と同様の結果が得られた．しかし，次のような点では相違がみられた.

まず1番目としては，解の収束後に残る理論走時と観測走時のずれの根二乗平均残差が,

本研究における解析では0.46秒（ブロックサイズaの場合）という小さな値になった．これは，今回用いたデータ精度がかなり高いものであることを意味する．ISCのデータを用いたKAMIYA *et al.* (1989) では，最終的な走時残差が0.83秒であったが，ISCの場合には，本研究よりも広い領域を扱っており，求めているモデルパラメータの数も多い．また，対象領域外の観測点も使っているので，その残差を単純に比較することはできない．

次に，解析に用いている観測点の位置が異なるために第1層の結果が一致しないところが少なくない．これは，観測点ごく近傍の影響を強く受けているためである．

さらに，火山フロントに対応する低速度域では，本研究においては，ばらつきの少ない非常に安定した解が得られた．これは，データに含まれる誤差が小さいために得られたものであろう．

また，ブロックサイズbを用いて非常に詳細な構造についての解析を行ったところ，フィリピン海スラブに関しては，紀伊半島の西部から四国の東部における非常に浅い角度での沈み込みを見ることができた．しかし，KAMIYA *et al.* (1989) で見られたような，九州北部から琉球弧を経て台湾にいたる部分は，見ることができなかった．これは，その地域に観測点が分布せず，また地震も報告されていないためである．

太平洋スラブについてみると，今回の解析では，スラブの厚さ方向のほぼ中央部分に，高速度でないかあるいは低速度を示す部分が層状にみられた．これはKAMIYA *et al.* (1989) では見られなかった結果である．また，他の過去の研究からも知られていない．さらに，本研究で得られた結果がスラブ内部の温度分布を反映しているものと考えると，スラブの上下部分が低温で中央に高温の領域が存在することになる．冷たいスラブが周囲のマントルによって温められるというプロセスでは，このようなスラブが形成されることは困難である．しかし，今回の解析における解像度の点では，この層状の低速度域は十分な解像度を有するということが，チェッカー盤解像度解析から判断できる．すなわち，本研究において定式化した観測方程式の解としては良く解けたものであると言うことができる．ただし，本研究では，細かいブロックでの解析を行っているために，いわゆる非線形性の影響があらわれている可能性もある．山水 (1973) は，日本列島周辺の深発および浅発の地震について，スラブ状の高速度域を考慮して3次元波線追跡を行い，波線が速度境界で大きく曲げられることを示している．本研究においても，水平方向の速度不均質による波線経路の変化を考慮していないために，実際の地震波線の通るブロックが初期モデルによるものとは異なり，そのために観測方程式が変わってしまう可能性が考えられる．すなわち，問題が線形ではなくなるのである．この点に関しては，今後検討を行う．

謝　辞

本研究を進めるに当たり，東京大学地震研究所島崎邦彦教授には貴重な助言をいただき，草稿の段階から適切なご意見をいただきました．また，東京大学地震研究所宮武　隆博士，飯高　隆博士，東北大学理学部北上地震観測所松澤　暢博士，京都大学防災研究所平原和朗助教授には貴重なご意見をいただきました．東北大学地震予知・噴火予知観測センター趙大鵬博士との議論は非常に有益でした．ここに記して感謝します．

参考文献

Aoki, H., T. Tada, Y. Sasaki, T. Ooida, I. Muramatu, H. Shimamura and I. Furuya, 1972, Crustal structure in the profile across central Japan as derived from explosion seismic observations, *J. Phys. Earth*, **20**, 197–223.

Dziewonski, A. M. and F. Gilbert, 1976, The effect of small, aspherical perturbation on travel times and a re-examination of the corrections for ellipticity, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **44**, 7–17.

Hasemi, A. H., H. Ishii and A. Takagi, 1984, Fine structure beneath the Tohoku District, northeastern Japan arc, as derived by an inversion of P-wave arrival times from local earthquakes, *Tectonophysics*, **101**, 245–265.

Hagiwara, Y., 1967, Analyses of gravity values in Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **62**, 241–287.

Herman, G. T., H. Hurwitz, A. Lent and H. Lung, 1971, On the Bayesian approach to image reconstruction, *Inf. contrib.*, **42**, 60–71.

Hirahara, K., 1977, A large-scale three-dimensional seismic structure under the Japan Islands and the Sea of Japan, *J. Phys. Earth*, **25**, 393–417.

Hirahara, K., 1981, Three-dimensional seismic structure beneath southwest Japan: the subducting Philippine Sea plate, *Tectonophysics*, **79**, 1–44.

Hirahara, K., 1988, Detection of three-dimensional velocity anisotropy, *Phys. Earth Planet, Interiors*, **51**, 71–85.

Hirahara, K., A. Ikami, M. Ishida and T. Mikumo, 1989, Three-dimensional P-wave velocity structure beneath Central Japan: low-velocity bodies in the wedge portion of the upper mantle above high-velocity subducting plates, *Tectonophysics*, **163**, 63–73.

Horie, A. and K. Aki, 1982, Three-dimensional velocity structure beneath the Kanto District, Japan, *J. Phys. Earth*, **30**, 255–281.

Iidaka, T., M. Mizoue and K. Suyehiro, 1989, Seismological evidence on velocity structure inside the subducting Pacific Plate, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **58**, 249–254.

Iidaka, T. and M. Mizoue, 1991, P-wave velocity structure inside the subducting Pacific plate beneath the Japanese region, *Phys. Earsh Planet. Interiors*, in press.

Inoue, H., Y. Fukao, K. Tanabe and Y. Ogata, 1990, Whole mantle P-wave travel time tomography, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **59**, 294–328.

Ishida, M., 1984, The spatial distribution of earthquake hypocenters and the three-dimensional velocity structure in the Kanto–Tokai District, Japan, *J. Phys. Earth*, **32**, 399–422.

石田瑞穂，1990，関東・東海地域の地震活動とプレート構造，地質ニュース，**432**, 18–26,

Ishida, M. and A. H. Hasemi, 1988, The three-dimensional fine velocity structure and hypocentral distribution of earthquakes beneath the Kanto–Tokai District, Japan, *J. Geophys. Res.*, **93**, 2076–2094.

Jeffreys, H., 1939, The times of P, S and SKS and the velocities of P and S, *Mon. Not. R. Astr. Soc. Geophys. Suppl.*, 4, 498–533.

Kamiya, S., T. Miyatake and K. Hirahara, 1989, Three-dimensional P-wave velocity structure beneath the Japanese Islands, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **64**, 457–485.

纐纈一起・坪井誠司・鷹野　澄・阿部勝征，1989，国立大学観測網地震カタログデータによる日本列島下のＰ波速度構造—I. 解法と簡単な結果—，地震学会講演予稿集，No. 1, 200.

Matsuzawa, T., N. Umino, A. Hasegawa and A. Takagi, 1986, Upper mantle velocity structure estimated from PS-converted wave beneath the north–eastern Japan Arc, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **86**, 767–787.

Miyamachi, H. and T. Moriya, 1984, Velocity structure beneath the Hidaka Mountains in Hokkaido, Japan, *J. Phys. Earth*. **32**, 13–42.

Nakanishi, I., 1980, Precursor ScS phases and dipping interface in the upper mantle beneath southwestern Japan, *Tectonophysics*, **69** 1–35.

Nakanishi, I., 1985, Three-dimensional structure beneath the Hokkaido–Tohoku region as

derived from a tomographic inversion of arrival times, *J. Phys. Earth*, **33**, 241-256.
小原一成・長谷川　昭・高木章雄, 1986, 東北日本における地殻・上部マントルの三次元Ｐ波及びＳ波速度構造, 地震 2, **39**, 201-215.
SPAKMAN, W., S. STEIN, R. VAN DER HILST and R. WORTEL, 1989, Resolution experiments for NW Pacific subduction zone tomography, *Geophys. Res. Lett.*, **10**, 1097-1100.
田中猛士, 1987, 四国・中国地方における地殻及び上部マントルの地震学的構造, 岡山大学修士論文, 307 pp.
WATANABE, I., 1977, The upper mantle structure beneath Japan and its vicinity derived from P-wave travel time residuals, *Master thesis, Nagoya University*.
山水史生, 1973, 震波線の三次元的な追跡により推定されるＰ波の走時異常, 北海道大学地球物理学研究報告, **30**, 33-56.
YAMANAKA, Y., T. MIYATAKE and K. HIRAHARA, 1991, Three-dimensional shear wave velocity structure beneath the Japan Islands, in preparation.
山崎文人・大井田　徹, 1985, 中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状, 地震 2, **38**, 193-201.
吉井敏尅, 1979, 日本列島付近の地球物理データのコンパイル (I), 地震研究所彙報, **54**, 75-117.
ZHAO, D. 1990, A Tomographic study of seismic velocity structure in the Japan Islands, *Ph. D. Thesis, Tohoku Univ.*
ZHOU, H. and R. W. CLAYTON,1990, P and S wave travel time inversions for subducting slab under the island arcs of the northwest Pacific, *J. Geophys. Res.*, **95**, 6829-6851.

Three-dimensional P-wave Velocity Structure beneath the Japanese Islands Estimated from Japan University Network Earthquake Catalog Data

Shin'ichiro KAMIYA

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

We derived three-dimensional P-wave velocity structure beneath the Japanese Islands by a tomographic inversion of Japan University Network Earthquake Catalog travel time data. Using 31,128 arrival time data observed at 168 stations from 581 earthquakes, we determined the velocity anomalies in a number of blocks and corrections to the source parameters simultaneously. Two block sizes were used in this study, a. $0.5° \times 0.5° \times 50$ km (for the uppermost three layers, $0.5° \times 0.5° \times 33$ km) and b. $0.25° \times 0.25° \times 25$ km (for the uppermost six layers, $0.25° \times 0.25° \times 17$ km).

To a depth of about 200 km, we revealed very detailed features. High velocity anomalies corresponding to the Pacific slab from Hokkaido to the Kanto district and the Philippine Sea slab beneath the Kii peninsula and eastern Shikoku are well delineated. Low velocity anomalies corresponding to volcanic front and mantle wedge regions were found. Inside the Pacific slab, we found a layered structure: a low velocity anomaly layer is sandwiched between high velocity anomaly layers. It is considered that one probable cause for this feature is the effect of nonlinearity in the 3-D seismic inverse problems.

In comparison with the result from ISC data, this result is more detailed in a shallow region down to a depth of about 200 km, because of the high density of stations and of accurate data used in this study.