

海洋プレートスラブの斜め沈み込みの簡易数理モデルと 数値シミュレーション

—電子地球科学情報の統合解析による近畿地方の高温温泉の検討(1)—

茂野 博¹⁾

1. はじめに

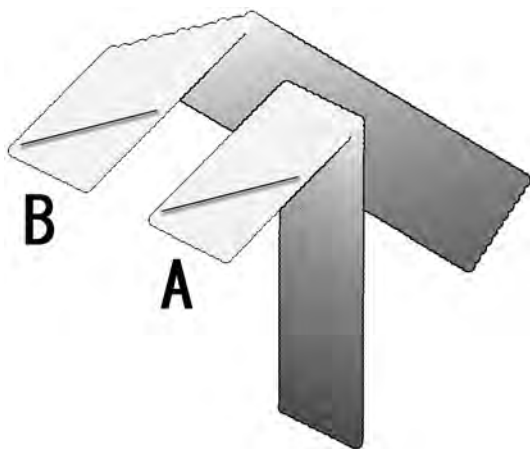
プレートテクトニクス理論(全体像は上田・杉村(1970), 上田ほか編(1977), 平・中村編(1986), 上田(1989)など;最近では瀬野(2001), 木村(2002), 笠原ほか編(2003), 新妻(2007)など)を基礎に, 様々な地球科学的現象の生成機構が説明されるようになって40年以上が経過している。しかし, 残された問題も少なくない。近年, 日本とその周辺に関する様々な高品位の地球科学情報が電子公開化されるようになり, その処理-表示ソフトウェアも様々なものが利用可能となってきた(例えば, 地質調査総合センタ

ー, 2007)。従って, これらを上手く活用することによって, 上記の問題に対する様々な検討が比較的容易に可能となっている。

地熱・温泉分野では, 第四紀火山が分布しない地域(非火山性地域)に湧出する高温温泉, 日本では特に近畿地方の温泉(湯の峰・有馬など)の生成機構について, 長らく興味を持たれてきた。しかし, この問題については, 対象地域の調査・研究のみでは解決が困難であり, プレートテクトニクス理論を基礎とした広域的・総合的な観点からの検討が必要である。最近, 地質調査総合センター(2007)の電子地球科学情報の簡易統合的処理-表示手法の応用-発展研究の一環として, 筆者は新たにこの問題の検討を行った(茂野, 2008)。本説では, その過程で基礎的に行った研究の概要を紹介する。

島弧系(海溝-島弧-背弧)に対して, 海洋プレートスラブが斜めに沈み込む場合は, 真っ直ぐに沈み込む場合よりも複雑な現象が生じることが知られている(例えば, 木村, 2002)。第1図に海洋プレートスラブの沈み込みの代わりに, 「割り箸の袋」を2種類の方法(袋の長辺に直角と斜め)で折り曲げた様子を示す。今回この現象について, 簡易的な数理(幾何-運動)モデルと数値シミュレータを作成した。これを日本周辺に適用し, その計算結果と公表されている深部震源(ここでは, 概略的に島弧地殻よりも下位で発生した深度30km以深の震源を指す;基本的に低温スラブの分布に対応していると考えられる)の分布とを比較して, 両者の関係を考察した。

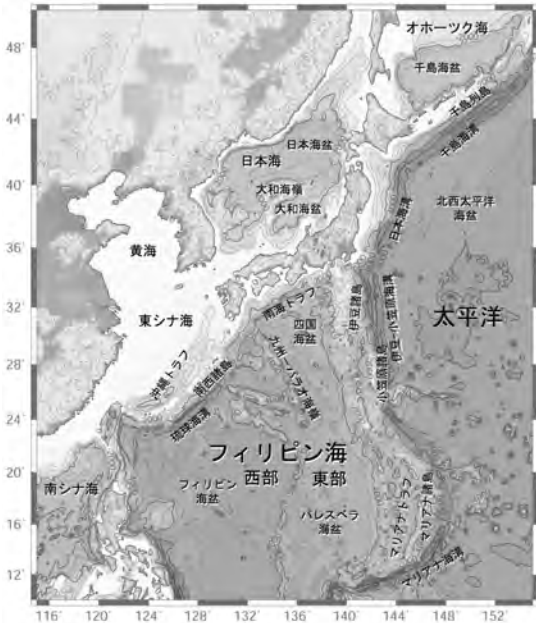
第2図に, 日本周辺の広域地形図を示す。また, 第3図に今回データの処理・表示を行った日本周辺の地形図を示す。本説ではこの範囲の島弧系について,



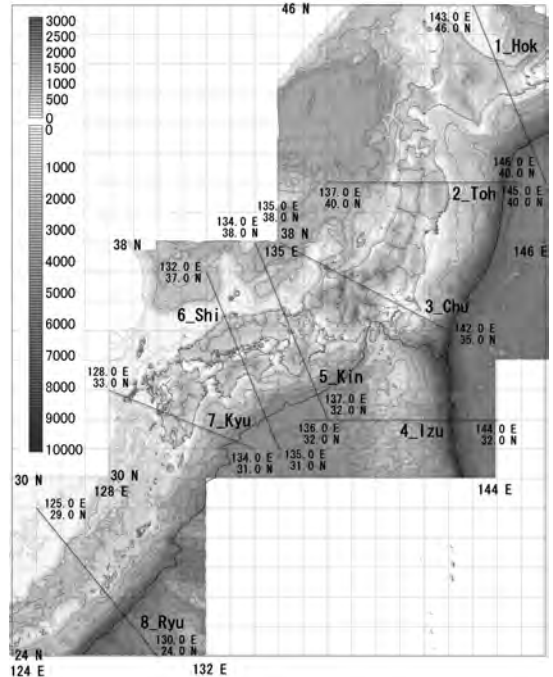
第1図 真っ直ぐ(A)と斜め45°(B)に, 各々90°折り曲げた割り箸袋(海洋プレートスラブを簡易モデル化)の様子の3次元仮想表示。計算には本説のシミュレータ(SSSS), 作図には茂野(2008)のQMM-3D系などを用いた。灰色の濃さは, 折り曲げる前の水平面からの距離(深度)を示す。

1) 産総研 地図資源環境研究部門

キーワード: プレートテクトニクス, スラブ, 斜め沈み込み, 数理モデル, 数値シミュレーション, 震源分布, 日本列島, 島弧会合部, 西南日本弧, 島弧断面図



第2図 日本周辺の広域地形図(フィリピン海を中心に)。陸上・海底地形は、米国地球物理学データセンター(NGDC)公開の標高メッシュデータETOPO5を用いて、GMT(the Generic Mapping Tools)により作図した。



第3図 日本周辺の地形と断面線(第10図、8枚組)の位置。地形データは国土地理院(1997;陸域)と日本海洋データセンター(WWW;海域),作図ソフトはQMM(地質調査総合センター,2007)による。

概略的に千島弧(千島列島最西部～石狩低地帯間)、東北日本弧(石狩低地帯～フォッサマグナ間)、伊豆小笠原弧(伊豆半島～伊豆諸島～小笠原諸島間)、西南日本弧(フォッサマグナ～関門海峡・豊後水道間)、琉球弧(関門海峡・豊後水道～南西諸島中南部間)と呼ぶ。なお、プレートの区分・名称については、海洋プレートの太平洋プレートおよびフィリピン海プレートのみを用い、複雑で議論が多い大陸プレート、マイクロプレートなどについては一部を除いて使用しなかった。

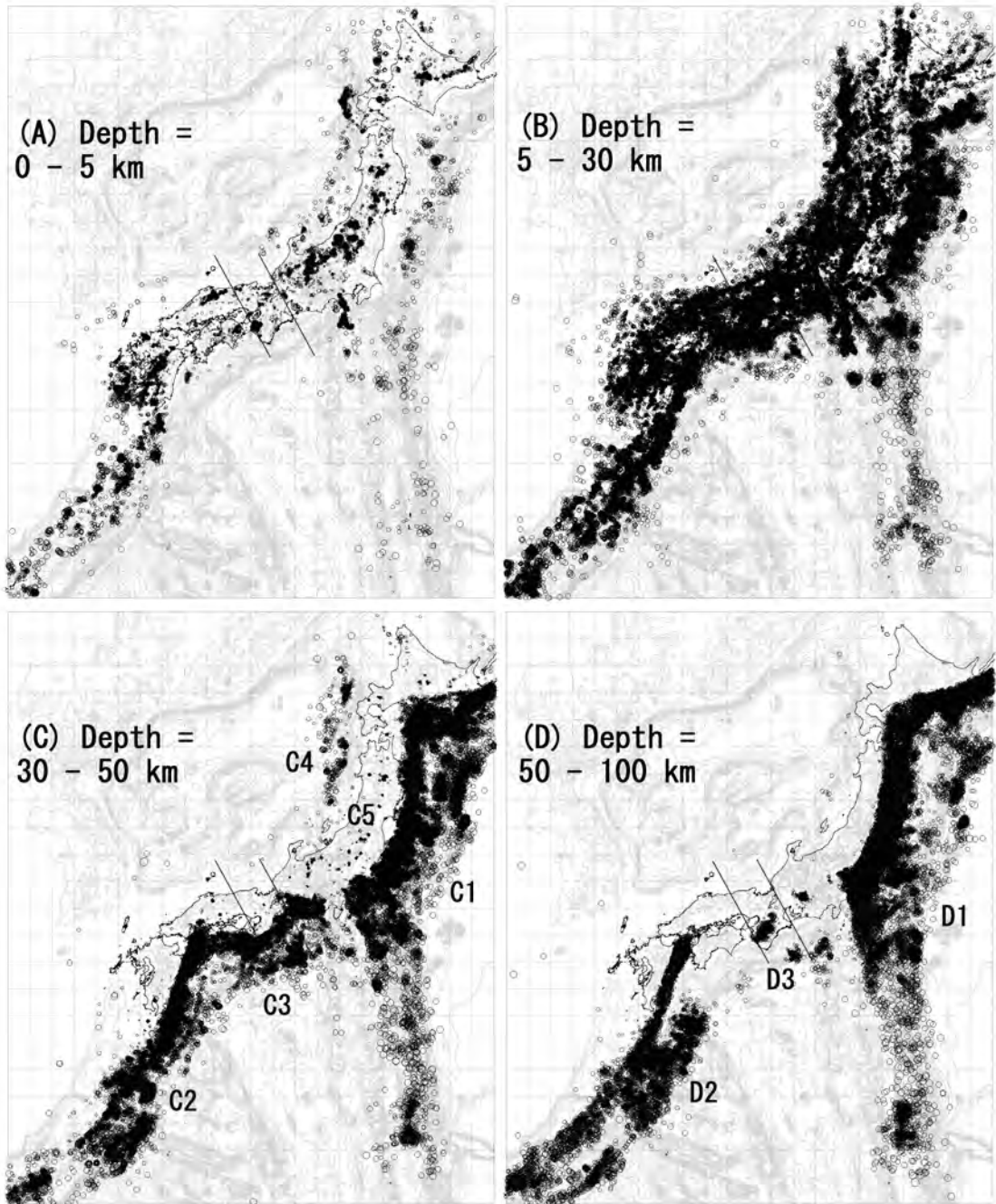
2. 日本周辺の震源分布

第4図(1)・(2)に、深度範囲で(A)～(H)の8図に区分した日本周辺の震源分布を示す。使用したデータは、気象庁(2006)の1998～2005の8年間の年・月別の震源データファイル(ファイル名はH1998～H2004およびH200501～H200512)である。第4図の深度範囲の設定では、より細かい深度範囲データの表示比較を通じて、特に特徴が現れる8深度に整理した。

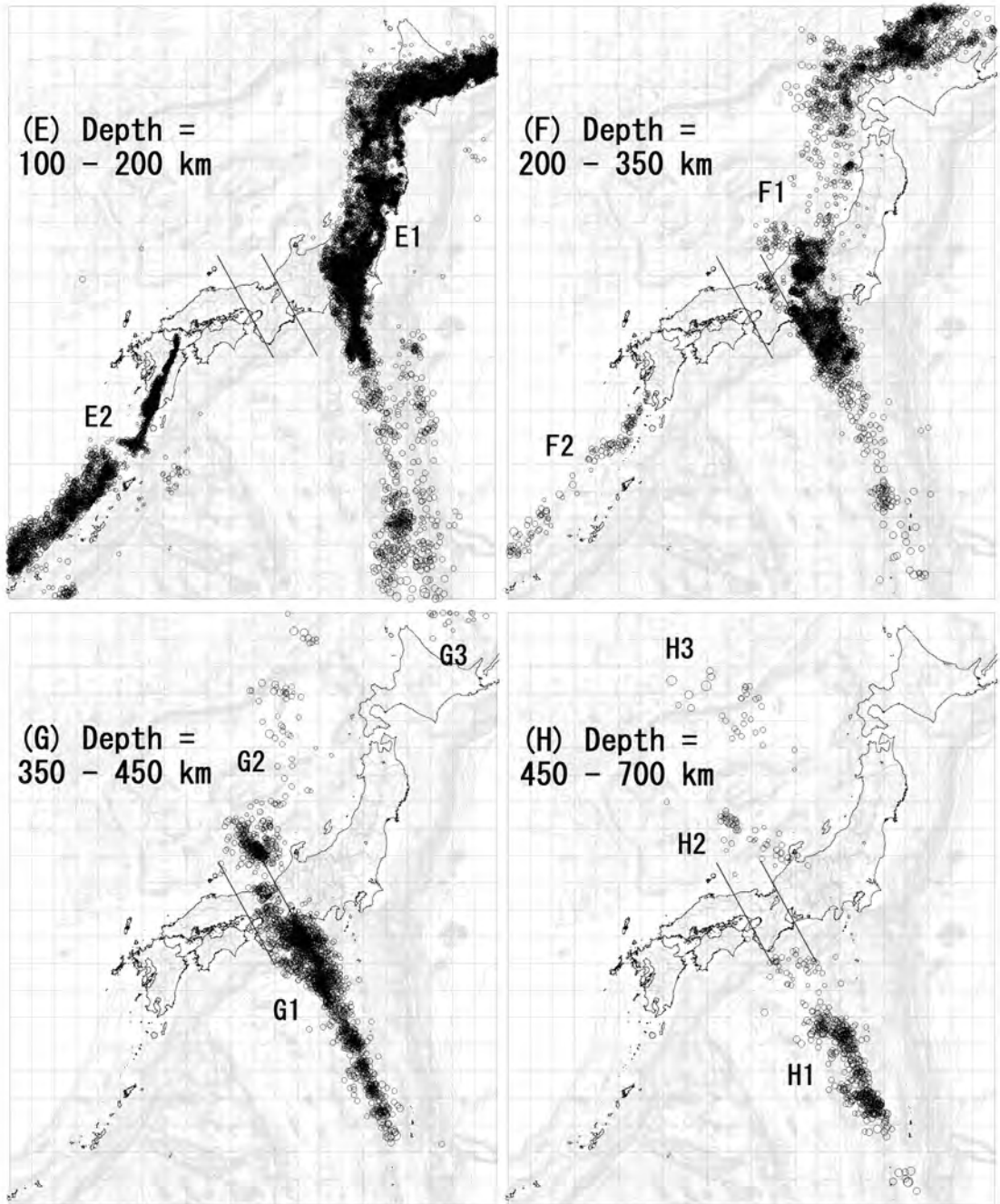
データの処理・表示には、地質調査総合センター(2007)のデータフォーマット変換プログラム(EQHC_FormatC)と表示プログラム(QMM;一部改良)を使用した。なお、データフォーマット変換プログラムの問題-修正点については、付録(お詫びと訂正)を参照されたい。

日本周辺の震源分布については、宇津(1999)などによって総括的に述べられており、例えば西南日本弧については中村ほか(1997)などによって議論されているが、以下のような特徴が認められる。なお、ここでは深い方から述べ、地下浅部の震源(第4図(1)の(A)・(B))については本説の対象外として触れない。

第4図(2)右下図の(H)の深度450～700kmの震源は、概略的に伊豆小笠原弧の西側沖から更にNW～N方向に伸びて分布しており、3つの地域(H1, H2, H3)に集中しているように見える。H1は小笠原諸島と紀伊半島を結ぶ線状の地域、H2は能登半島からWNW方向に伸びる地域、H3は日本海北部～ロシア沿海州南部の地域で、特にH3には深度600km以深



第4図(1) 日本周辺の深度別の震源分布((A)~(D)). 震源データは気象庁(2006)の1998~2005年の8年間のデータファイルを使用した。作図法は地質調査総合センター(2007)および本文の付録を参照。C1, D2などの領域については本文を参照。NW-SE方向の2本の構造線は茂野(2008)を参照。背景は第2図を参照。



第4図(2) 日本周辺の深度別の震源分布 (E) ~ (H). 説明は, 第4図(1)を参照.

のものがある。

(G)の深度350～450kmの震源は、Hよりも広く3つの地域(G1, G2, G3)に分布している。G1の震源は、概略的に伊豆小笠原弧の西側沖をH1とH2の両地域を繋ぐような形で、近畿地方を横断してより高密度で分布している。H3地域からは、東方にG2として日本海中央部を南北に(東北日本弧にほぼ平行に)、さらに東方にG3としてオホーツク海南部を千島弧にほぼ平行に、本深度の震源が分布している。

(F)の深度200～350kmの震源は、2つの地域(F1, F2)に帯状分布している。F1の震源はGの3地域を結ぶ地域の東方に、東日本3弧にほぼ平行に広域的に分布している(陸域で中部地方と北海道地方北部を横断)。東北日本弧の西方沖では震源分布は散点的である。F2の震源は、新たに琉球弧に沿って沖縄トラフなどに分布しており、琉球弧の北東部・中央部・南西部で分布域・密度に差が認められる。

(E)の深度100～200kmの震源は、Fの2地域の東方(E1, E2)に広域帯状に分布している。E1の震源は、F1地域の東方に東日本3弧の中軸部に分布している(伊豆小笠原弧では前弧～海溝間にも中密度で分布)。E2の震源は、琉球弧に沿ってF2地域の東方に、九州中軸部～沖縄トラフに分布しており、北東部と中央部・南西部で位置・密度に差が認められる(琉球弧の前弧～海溝域にも局地的に分布)。なお、一般にこの震源深度範囲は、地表に島弧系の大部分の火山活動が分布する地域にあたる。

第4図(1)右下図の(D)の深度50～100kmの震源は、主にEの2地域の東方(島弧前弧～海溝域)により高密度で分布している。すなわち、D1として東日本3弧のE1地域の東方に分布し、D2として琉球弧のE2地域の東方に分布している。さらに、D3として新たに西南日本弧の一部にも、局地的ではあるが震源分布(概略深度50～75km)の集中する地域が認められる。これらは、南海トラフ沿いの海域3地域と陸域の2地域(紀伊半島西部および長野・岐阜・愛知の県境部)である。

(C)の深度30～50kmの震源は、主にDの主要2地域の東方(島弧斜面～海溝域)に高密度で分布しており、伊豆半島地域を除いて太平洋～フィリピン海沿いに分布が繋がっている。すなわち、C1として東日本3弧のD1地域の東方に分布し、C2として琉球弧のD2地域の東方に分布している。また新たにC3として、西

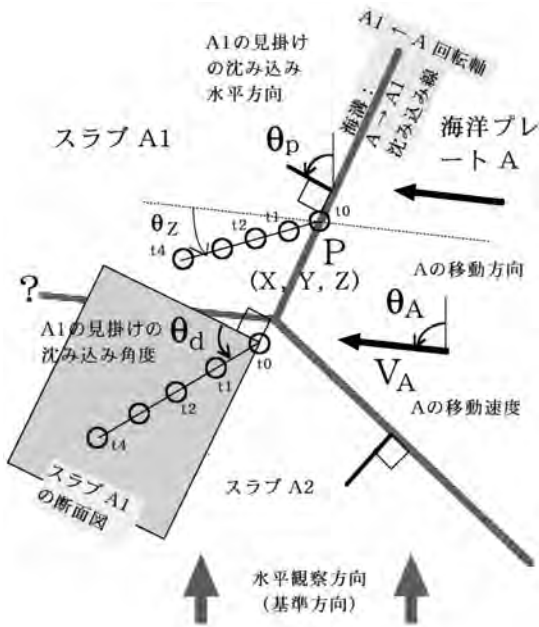
南日本弧の前弧～トラフ域にも多数の震源が分布している。その震源平面分布には複数の折れ曲がりがあり認められ、大局的に近畿地方で南東方向に張り出し北西方向に凹む傾向にある。さらにC4として、東北日本弧の西方の日本海沖に南北方向の震源分布が認められる。最後にC5としては、島弧の中軸部など(特に、北海道・東北の火山地域、飛騨山脈)に震源の局地集中的な分布が認められる。

3. 簡易的な数理モデルと数値シミュレーションの方法

海洋プレートを起源として島弧系の下に沈み込むスラブの形態・運動は、島弧系とその下位の上部マントルの状況、プレート～スラブ自身の状況などによって複雑であり、特に島弧系会合部では複雑な現象を生じる。この問題については、様々なモデル化の可能性がある(例えば、宇津, 1999, p.268-270)。本説の簡易的な数理モデル化～数値シミュレーション手法では、海洋プレート～スラブ上に配置した点群について経時的な動きを追跡計算する。点と点の関係(歪みなど)は、本モデルでは取り扱わない。なお、今回の数理モデル化～数値シミュレーション手法の限界などについては、「6. おわりに」を参照願いたい。

第5図(平面図;一部断面図を含む)に、今回作成した幾何学～運動学的な3次元直交座標系の簡易数理モデルを示す。第5図では、移動する海洋プレートAと移動しない2つの島弧系(海溝～島弧～背弧;両者は会合)とが存在し、プレートAが2島弧系に斜めに衝突し、その下にスラブA1・スラブA2となって沈み込んでいると仮定している。本モデルでは、基本的にプレートとスラブは剛体的に挙動し(沈み込み開始線などの折れ曲がり部を除く)、その厚さはごく薄く、また地表は陸海を通じて水平面と仮定している。

本簡易モデルの主要な4つの計算パラメータ(水平角度(反時計回り)の基準など第5図参照)は、海洋プレートAの移動について水平相対速度 V_A (cm/year)、水平方向 θ_A ($^\circ$)、対象とするスラブA1の移動についての見掛けの水平方向(海溝の方向に直交する傾斜方向) θ_p ($^\circ$)、その傾斜角度(見掛けの沈み込み角度) θ_d ($^\circ$)である。また、A-A1の交線(沈み込み開始線=海溝)上にある移動点Pについて、初期位置を $X_0, Y_0, Z_0 (=0)$ とする。



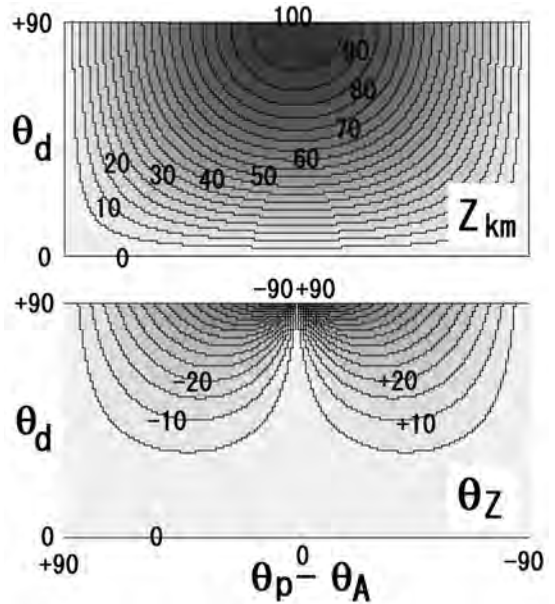
第5図 島弧系下に沈み込む海洋プレートスラブの簡易モデル図。海洋プレートAの移動速度 (V_A)・方向 (θ_A) および島弧系に衝突して沈み込むスラブA1の2つの角度 (θ_p ・ θ_d) が、スラブ上の移動点Pの位置 (X ・ Y ・ Z) の経時変化に及ぼす影響を、3次元直交座標系でモデル化した。詳しくは本文を参照。

時間経過 Δt (year) によるプレートAの移動-スラブA1の斜め沈み込みとともに、 i 時点の移動点Pの位置 (X_i, Y_i, Z_i ; 単位km) は、座標系の回転操作 ($\Delta X', \Delta Y', \Delta Z' \rightarrow \Delta X, \Delta Y, \Delta Z$) を含めて以下の一連の差分式で示されるように変化する。ただし、 Y が基準の水平方向 (観察者の視線方向) で、 X は Y から水平面上を -90° の方向、 Z は垂直上方である。

$$\begin{aligned} \Delta X' &= V_A * \Delta t * \cos(\theta_A - \theta_p) * \cos(\theta_d) \\ \Delta Y' &= V_A * \Delta t * \sin(\theta_A - \theta_p) \\ \Delta Z' &= V_A * \Delta t * \cos(\theta_A - \theta_p) * \sin(\theta_d) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \Delta X &= -\Delta X' * \sin(\theta_p) - \Delta Y' * \cos(\theta_p) \\ \Delta Y &= \Delta X' * \cos(\theta_p) - \Delta Y' * \sin(\theta_p) \\ \Delta Z &= \Delta Z' \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} X_i &= X_{i-1} + \Delta X * 10^5 \text{ (km)} \\ Y_i &= Y_{i-1} + \Delta Y * 10^5 \text{ (km)} \end{aligned}$$



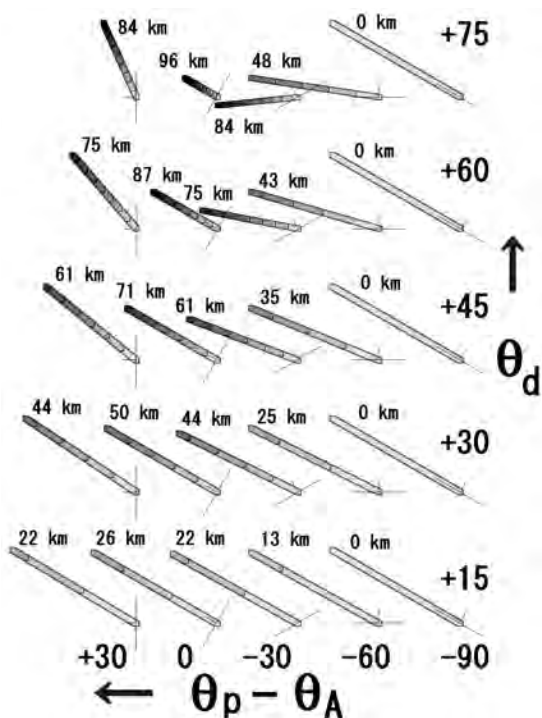
第6図 簡易数値シミュレーションのモデル計算例(その1)。第5図の沈み込むスラブA1の2つの角度 (θ_p ・ θ_d) パラメータ値を全範囲変化させた場合について、一定時間経過後の移動点Pの3次元位置を示す(上、深度; 下、 θ_A を基準とした水平方位)。計算条件は $V_A = 10 \text{ cm/year}$ で、経過時間は100万年である。なお、スラブが沈み込まない(浮き上がる)範囲 ($\theta_p - \theta_A = +180^\circ \sim +90^\circ$, $-90^\circ \sim -180^\circ$ および $\theta_d = 0^\circ \sim -90^\circ$) については省略した。

$$Z_i = Z_{i-1} - \Delta Z * 10^5 \text{ (km)}$$

第5図に示す沈み込むスラブA1の実際の水平移動方向 (θZ_i ; 偏向角) は、プレートAの進行方向 (θ_A) を基準として以下の式で表される。

$$\theta Z_i = -\arctan((X_i - X_0) / (Y_i - Y_0)) - \theta_A$$

上記の簡易モデルをもとに、簡単な数値シミュレータ(SSSS (Simple Slab Subduction Simulator) と仮称) を作成した。基本的な内容は、上記の4パラメータ値などを与えて経時変化するP点の位置 (X_i, Y_i, Z_i) を計算 (-出力・図示) するものである。拡張的に一連の沈み込み点の座標データの一括入力-処理化、複数のプレート沈み込みについての一括処理化のプログラムを作成した。厚さを持つプレート-スラブについ

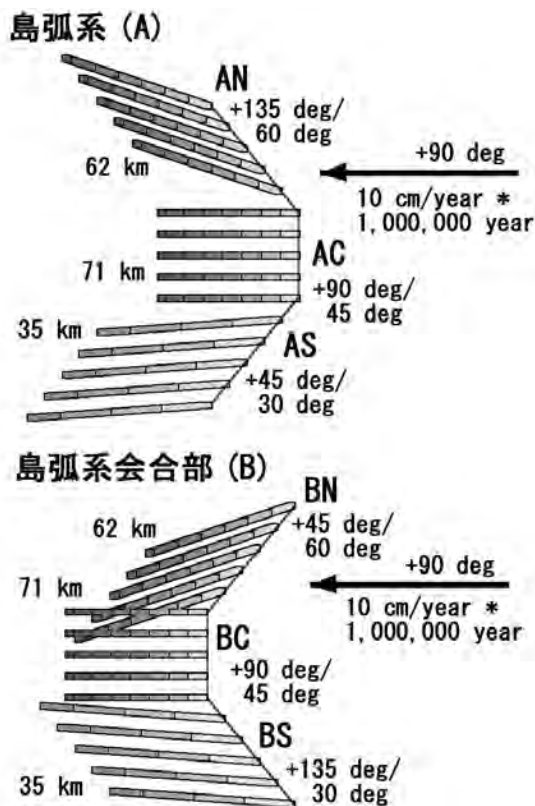


第7図 簡易数値シミュレーションのモデル計算例(その2). 第5図の沈み込むスラブA1の2つの角度(θ_p (横軸); θ_d (縦軸))パラメータ値を体系的に変化させた場合について, 一定時間経過後の移動点Pの3次元位置を比較表示した. 計算条件は $V_A = 10\text{cm/year}$, $\theta_A = +60^\circ$ で, 経過時間は100万年である. 付帯する数字はスラブ先端の深度を示す. 第6図・第8図を比較参照.

ても, 適当な仮定によってその底面などの座標データの処理も可能である. また, 非定常的な運動(速度変化, 沈み込み角度変化など)を行うプレートスラブについても, 適当な仮定によって処理が可能である.

上記のプログラムの作成と使用は, Microsoft社のWindows系を基本ソフトとしたパーソナルコンピュータ上で, Microsoft社のVisual Basic v.6の開発-処理環境を用いて行った.

計算結果については, 地質調査総合センター(2007)のアトラス作成-地図画像表示プログラム(QMM系)を利用して地図上(平面図)表示を行った. また, QMMに新たな処理モジュールを追加することにより, 任意の方向の簡易的な垂直断面図表示を行った(茂



第8図 簡易数値シミュレーションのモデル計算例(その3). (A) 島弧系(平面弓形凸状を3直線モデル化)と(B) 島弧系会合部(平面2つの「く」の字形凹状を3直線モデル化)における, 沈み込む海洋プレート-スラブ群の3次元分布の相違を示す. (A)・(B)の北部(N)・中央部(C)・南部(S)のスラブ群に付いた数字は, 上が見掛けの沈み込みの方向(θ_p), 下が見掛けの沈み込み角度(θ_d)で, 左端は先端位置の深度を示す. 第5図~第7図を比較参照.

野(2008)参照). これらによって, 地形, 震源分布などの各種地球科学データとの重合表示が比較的容易に可能である.

今回の簡易的な数理モデルおよび簡易数値シミュレーションの目的・結果を分かり易くする目的で, 基礎的に実施した3種類の計算例を第6図, 第7図, 第8図に示す. これらは, より数学的-系統的な例(第6図)からよりプレートテクトニクス的-具体的な例(第8図)となっている.

第1表 使用した電子地球科学情報の一覧表(地質調査総合センター(2007)・茂野(2008)を参照)。

項目(略号)	出典および備考
第四紀火山(QV)	地質調査所(2000a)日本の新生代火山岩の分布と産状 Ver. 1.0. 数値地質図, G-4.
地温勾配(TG)	地質調査総合センター(2004)日本列島及びその周辺域の地温勾配及び地殻熱流量データベース. 数値地質図, P-5.
温泉温度(HS)	地質調査総合センター(2005)日本温泉・鉱泉分布図及び一覧(第2版)(CD-ROM版). 数値地質図, GT-2.
熱流量(HF)	地質調査総合センター(2004)日本列島及びその周辺域の地温勾配及び地殻熱流量データベース. 数値地質図, P-5.
標高(Elev)	国土地理院(1997)数値地図250mメッシュ(標高)(CD-ROM版).
水深(SBD)	日本海洋データセンター(—)500mメッシュ水深データ(J-EGG500). (WWWダウンロードによる)
活断層(AF)	中田 高・今泉俊文編(2002)活断層詳細デジタルマップ(DVD2枚). 東大出版会. (製品シリアル番号:DAFM0345)
地質(Geol)	地質調査所(1995)100万分の1日本地質図第3版, CD-ROM版. 数値地質図, G-1.
重力異常(Grav)	地質調査所(2000b)日本重力CD-ROM. 数値地質図, P-2. (仮定密度, 2.67 g/cm ³)
磁気異常(AMag)	Geological Survey of Japan(1996)Magnetic anomaly map of East Asia 1:4,000,000, CD-ROM version. DGM P-1.
震源(EQHC)	気象庁(2006)平成17年地震年報(CD-ROM) ..

4. 日本周辺のシミュレーションの実行条件と結果

3. に述べた簡易数値シミュレータを用いて, 日本周辺の島弧系群の下へ沈み込む2つの海洋プレート上の一連の点の動きを計算し, 第1表に示した電子地球科学情報とともに表示した, 太平洋プレートとフィリピン海プレートに分けて, 第2表(1)・(2)に, 各々の計算点(16点・17点)のパラメータ値を示す. シミュレーション計算結果を, 同様に地図(平面図)として第9図(1)・(2)に示す. また, 8つの断面図(第3図の断面線位置を参照)として, 第10図(1)・(2)に各々4図ずつ示す.

簡易数値シミュレーションの主要な設定・仮定および実行方法は, 以下の通りである.

(1) 計算・表示には, 簡易的に経度(°)・緯度(°)・深度(km)による3次元直交座標系を用いた. 1°の経線長を111km一定とし, 1°の緯線長を91km(概略緯度35°の値)一定とした. また, 基準の水平方向を北とした.

(2) 対象とした島弧系は, 第3図の範囲内に含まれる5弧(千島弧, 東北日本弧, 伊豆小笠原弧, 西南日本弧, 琉球弧)である. これらの島弧系(海溝-島弧-背弧(海盆~縁海を含む))について, 基本的に計算期間中の運動や成長を考えないこととした. これには, 千島弧前弧の西進・衝突による北海道中央部の変動, 伊豆小笠原弧の北進・衝突による東北日本弧-西南日本弧の変動, 琉球弧背弧の沖縄トラフの成長などによる変化が含まれる.

(3) 太平洋プレートは長期間(~1200万年)定常的に移動しており, 全域的にVAを10cm/year, θA を+70°とした. フィリピン海プレートについても長期間

(~1000万年)定常的に移動しており, 全域的にVAを4cm/year, θA を+45°とした. なお, これらの期間中はフィリピン海, 日本海, オホーツク海がほぼ現在の場所に位置した時期~その直後の変動期(~13Ma)以降であり, 大局的には定常的な仮定が容認されると思われる.

(4) 移動点Pの初期位置は, 基本的に海溝-トラフ(最深点を滑らかに繋いだ線)上に置いた. 島弧系の下へ沈み込む各スラブの見掛けの水平移動方向(θp)は, 海溝-トラフの該当部分の伸張方向に概略垂直な方向とした(第2表(1)・(2)参照). スラブの見掛けの沈み込み角度(θd)は, 概略的にその延長線上の震源分布の全体的な傾斜から決めた.

(5) 上記(4)の θd については, 海溝-トラフの近傍(プレートの沈み込み始め部分で変形が大きい)では, 一般に浅部震源が幅広く低角で分布し深部震源の分布傾向とは異なるので, この影響を2過程処理で補正した. すなわち, スラブの沈み込みに伴う移動点Pの動きは, 前半期(0~Time-1)は海溝-トラフ近傍の低角の移動, 後半期(Time-1~Time-2)は深部のより高角の移動とし, 移動点Pごとに切り替え時期を調整(第2表(1)・(2)参照)して, 期間を通したシミュレーションを行った.

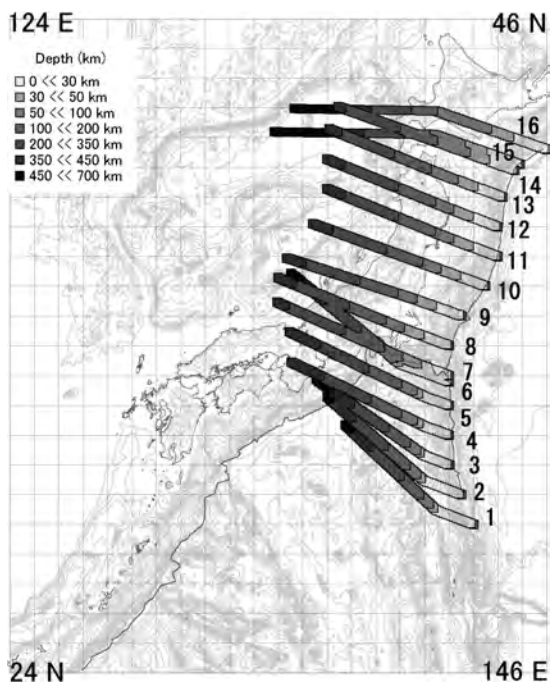
(6) 計算開始時間を0year, 時間間隔(Δt)を10,000 yearとして, 最大1200ステップ(1200万年間)の計算を行い, 経時変化する移動点Pの経度・緯度・深度を求めた. 各島弧系下の現在のスラブの沈み込み継続期間(上記Time-2)は地点によって異なるとし, 太平洋プレート起源のものについては800万~1200万年, フィリピン海プレート起源のものについては600万~1000万年とした.

第2表(1) 東日本の3島弧系下へ沈み込む太平洋プレートスラブ上の移動点群のシミュレーション用パラメータ値一覧表。

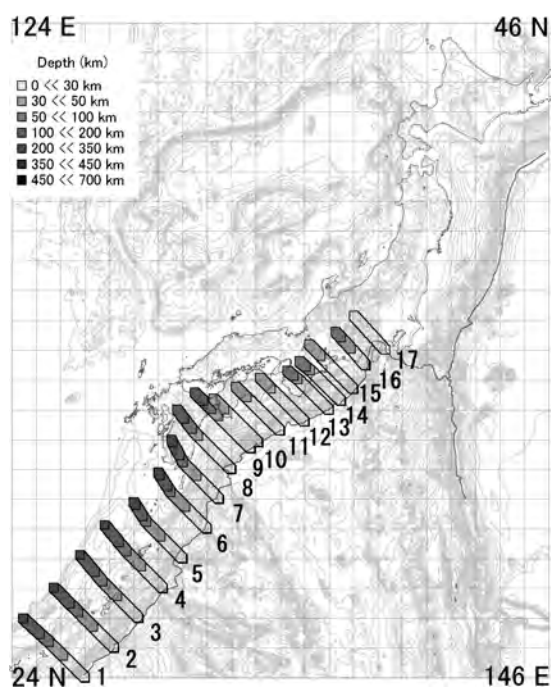
NEJ No	VA cm/y	θA deg	θp1 deg	θd1 deg	Time1 My	θp2 deg	θd2 deg	Time2 My
1	10.0	70	110	10	1.5	110	65	8.0
2	10.0	70	110	10	1.5	110	62	8.0
3	10.0	70	100	10	1.0	100	55	8.0
4	10.0	70	90	10	1.0	90	41	8.0
5	10.0	70	90	10	1.0	90	40	8.0
6	10.0	70	110	10	2.0	110	60	9.0
7	10.0	70	90	15	2.0	90	35	8.0
8	10.0	70	80	15	2.0	80	35	8.0
9	10.0	70	60	15	2.0	60	35	8.0
10	10.0	70	70	15	2.0	70	35	8.0
11	10.0	70	80	15	2.0	80	35	8.0
12	10.0	70	80	15	2.0	80	35	8.0
13	10.0	70	80	15	2.5	80	35	8.0
14	10.0	70	70	15	3.0	70	35	8.0
15	10.0	70	35	15	3.5	35	60	12.0
16	10.0	70	35	15	4.5	35	60	12.0

第2表(2) 西日本の2島弧系下へ沈み込むフィリピン海プレートスラブ上の移動点群のシミュレーション用パラメータ値一覧表。

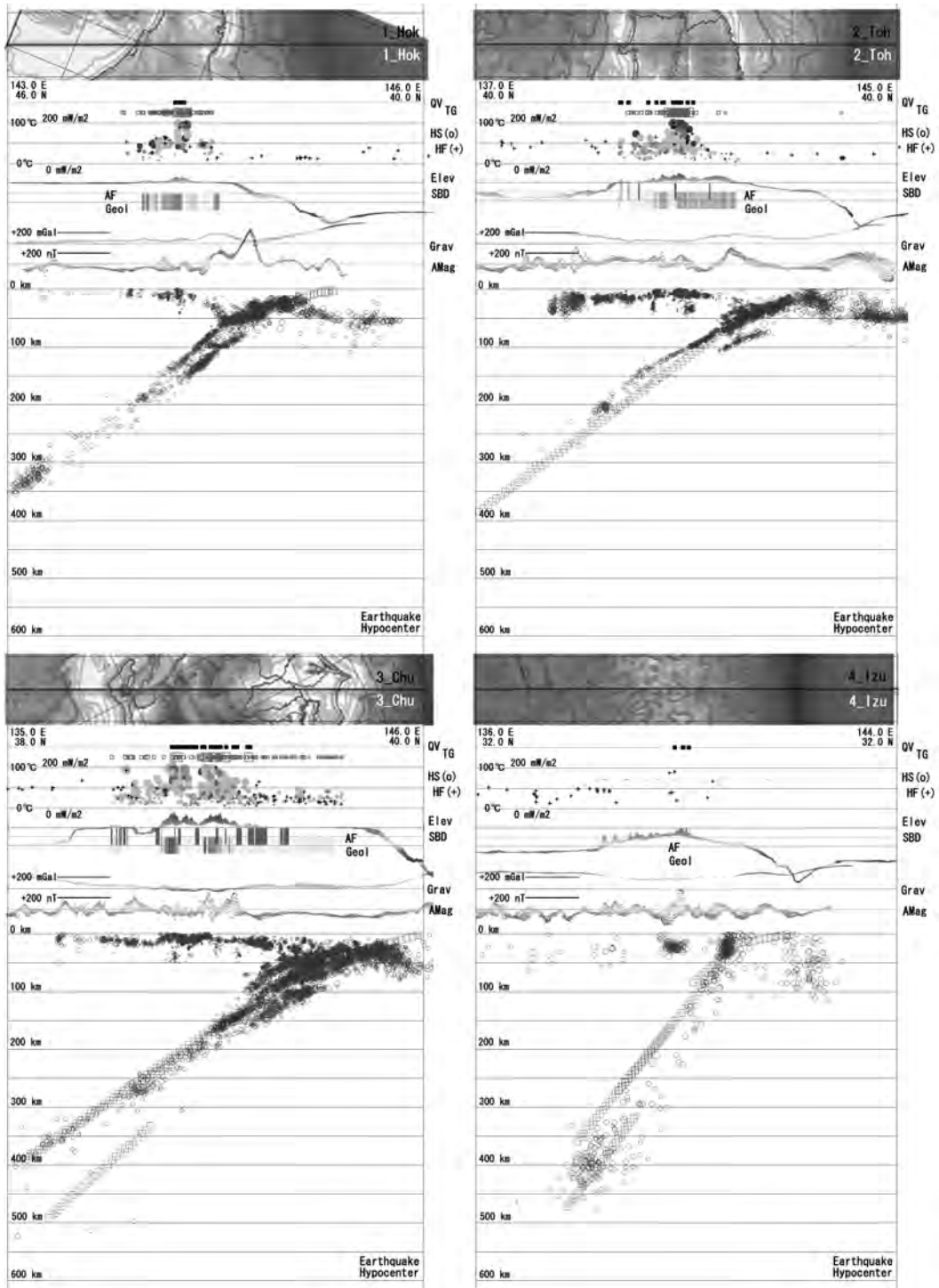
SWJ No	VA cm/y	θA deg	θp1 deg	θd1 deg	Time1 My	θp2 deg	θd2 deg	Time2 My
1	4.0	45	40	15	5.0	40	50	10.0
2	4.0	45	45	15	5.0	45	50	10.0
3	4.0	45	55	15	5.0	55	50	10.0
4	4.0	45	55	15	5.0	55	50	10.0
5	4.0	45	55	15	5.0	55	65	10.0
6	4.0	45	55	15	5.0	55	65	10.0
7	4.0	45	60	15	5.0	60	65	10.0
8	4.0	45	60	10	5.0	60	50	9.0
9	4.0	45	45	10	5.0	45	50	9.0
10	4.0	45	30	10	4.0	30	10	6.0
11	4.0	45	30	10	4.0	30	10	6.0
12	4.0	45	30	10	4.0	30	10	6.0
13	4.0	45	30	10	4.0	30	45	6.0
14	4.0	45	30	10	4.0	30	45	6.0
15	4.0	45	45	10	4.0	45	10	6.0
16	3.0	45	80	25	3.0	80	25	6.0
17	3.0	45	-80	25	3.0	-80	25	6.0



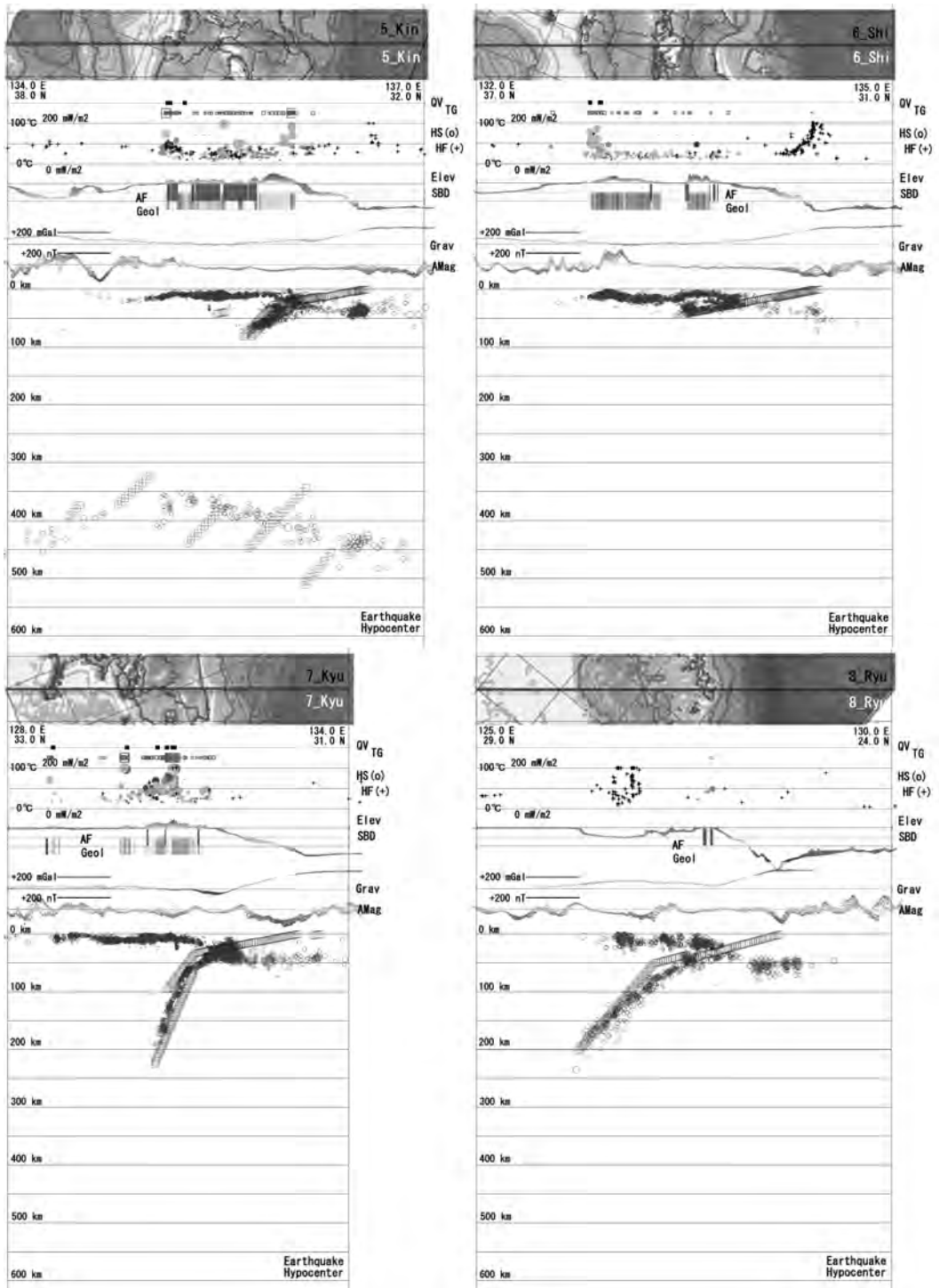
第9図(1) 東日本の3島弧系下へ沈み込む太平洋プレートスラブ上の移動点群についての簡易数値シミュレーション結果(平面図)。計算に使用した点群のパラメータ値は第2表(1)を参照。



第9図(2) 西日本の2島弧系下へ沈み込むフィリピン海プレートスラブ上の移動点群についての簡易数値シミュレーション結果(平面図)。計算に使用した点群のパラメータ値は第2表(2)を参照。



第10図(1) 日本列島の8断面線に沿った震源分布と簡易数値シミュレーションによって計算されたスラブの分布(東日本の断面1~4). 断面線の位置は第3図を参照. 計算されたスラブ分布の平面図表示は第9図を参照. 各種データの重合断面図の作成は, 第1表に示す電子地球科学情報を用いて, 茂野(2008)の方法による.



第10図(2) 日本列島の8断面線に沿った震源分布と簡易数値シミュレーションによって計算されたスラブの分布(西日本の断面5~8). 説明は, 第10図(1)を参照.

(7) 試行錯誤的に、深部震源の観測分布(第4図参照)と数値シミュレーションによるスラブの計算分布とが概略的に一致するように、各移動点Pの各種パラメータ値を少しずつ調整して、シミュレーションを繰り返した。調整に使用したのは、基本的にスラブの見掛けの沈み込み角度(θ_d)、沈み込みの継続期間(Time-2)および沈み込み角度の切り替え時期(Time-1)である。

(8) 上記(7)の特別な場合として、太平洋プレートと伊豆小笠原弧・東北日本弧の3重会合点(海溝-トラフの伸張方向の急変地域)などでは、スラブの見掛けの水平移動方向(θ_p)も調整した。また、駿河トラフ-伊豆半島-相模トラフ域(島弧系間の衝突によってスラブが沈み込み難い)では、フィリピン海プレートの移動速度(VA)を低下させた。

上記の一連の計算条件・過程によって得られた第9図(1)・(2)および第10図(1)・(2)の結果は、数学的な最適化は行われていないが、一応概略的に深部震源の観測分布とかなり一致している。

5. 考察

まず、3.の基礎的な数値シミュレーション結果(第8図)をもとに、(1)島弧系下および島弧系会合部下における海洋プレート-スラブの動きを説明する。続いて、2.の深部震源分布と4.の数値シミュレーション結果(第9図・第10図)をもとに、(2)千島弧-東北日本弧-伊豆小笠原弧、(3)琉球弧、(4)西南日本弧の順で、その下に沈み込む太平洋プレートとフィリピン海プレートのスラブの分布-動きなどについて考察する。

5.1 島弧系下および島弧系会合部下におけるスラブの動き

(1) 第8図(A)のように弓形の島弧系を3直線でモデル化し、海洋プレート-スラブが中央部に直交的に沈み込んでいる場合を考える。この時、北部・中央部・南部のスラブは、各々海溝を軸に回転-進行するが、プレート-スラブが剛体的に挙動する場合、両側のスラブが遠ざかるような斜めの沈み込み(物質の不足)を生じて隣接するスラブ間に隙間-割れ目が出ることとなる(特に、沈み込みの角度が大きい場合;第6図の下図参照)。従って、沈み込みが進むに

つれて3つのスラブは分離(セグメント化・短冊状化)し、各々の浅部-深部環境(沈み込むスラブと沈み込まれるマンツルの状況や海洋プレートと島弧系との相対運動など)に応じて、各々沈み込みの角度が変化することが可能となる。

(2) 一方、第8図(B)のように3つの島弧系の会合部(2つの「く」の字形)について3直線でモデル化し、海洋プレート-スラブが中央部に直交的に沈み込んでいる場合を考える。この時、北部・中央部・南部のスラブは、各々海溝を軸に回転-進行するが、プレート-スラブが剛体的に挙動する場合、両側のスラブが近づきような斜めの沈み込み(物質の過剰)を生じて隣接するスラブ間で縁辺部が衝突することとなる。従って、沈み込みが進むにつれて、3つのスラブが切断分離して各々の沈み込みの角度が変化するなどの過程が発生する(例えば、宇津, 1999; Aoki, 1974)。特に、プレート-スラブが厚く、比較的速い速度で、大きな角度で沈み込む場合(概略的に 45° 以上;第6図・第7図参照)には、スラブ境界には大きな衝突-破壊を生じ易いであろう。

5.2 千島弧-東北日本弧-伊豆小笠原弧における深部震源-スラブの関係

現在、太平洋プレートは概略WNW方向に10 cm/yearの相対速度で進行しており、東日本の3つの島弧系の下に沈み込んでいると考えられている。現在の日本周辺の太平洋プレートは、中生代後半に東太平洋海嶺で生成した海洋プレートが長距離移動して来た古いもので、冷却が進みプレートが厚くなる(~ 80 km)とともに水深が深くなっている。

太平洋プレートの進行方向に対して、中央の東北日本弧はほぼ直交するように分布しているのに対して、両側の千島弧と伊豆小笠原弧とは斜交するように分布している。これは、基本的に5.1(2)の状況にあたる。第4図に示した東日本3弧の深部震源分布は、基本的に第9図(1)・第10図(1)の簡易数値シミュレーション結果に調和的である。特に注目される事項として以下の2点が挙げられる。

(1) 千島弧-東北日本弧-伊豆小笠原弧下の3つのスラブの最深部の震源は概略800万~1200万年前に沈み込んだプレートに対応していると考えられ、大局的には3つのスラブは共通の履歴を持つと考えられる。しかし、スラブの見掛けの沈み込み角度は、伊豆

小笠原弧南部下では65°程度(北部下では40°程度)、千島弧西部下では60°程度と大きく、東北日本弧下では35°程度と相対的に小さい。これは、5.1(2)で述べたように、3つのスラブ縁の全面衝突を緩和するために中央のスラブの沈み込み角度が小さくなるような変化を生じたためと考えられる。

(2) 第4図(H)の最も深い震源分布については、H1が伊豆小笠原弧下の沈み込み角度が大きなスラブに対応しており、H2が伊豆小笠原弧(北端部)と東北日本弧(南端部)のスラブ縁辺部の重合域、H3が千島弧(西端部)と東北日本弧(北端部)のスラブ縁辺部の重合域に相当する。すなわち、H2・H3ではスラブ縁間の衝突-変形-破壊によって、各島弧系の中央部に比較してより深部まで地震が頻発している可能性が指摘される。特に、H2については、太平洋プレートと伊豆小笠原弧-東北日本弧の3重会合点周辺における沈み込み帯の擾乱($\theta p \cdot \theta d$ の急激な変化)の影響を考慮すれば、上手く説明できるように思われる。しかし、3重会合点周辺は上記期間中に複雑な履歴を経た可能性が高いことに、十分注意する必要がある。

東北日本弧日本海沖の特異的な震源群C4(第4図(C)、深度30~50km)の分布域は、日本海東縁変動帯(大竹ほか編, 2002)などと呼ばれており、北アメリカプレートとユーラシアプレートの衝突域、アムールプレートの東進による沈み込みの開始域などとして解釈されている。(本説では省略するが、別の原因の可能性も考えられる。)

なお、東北日本弧と伊豆小笠原弧の接合域(衝突域)周辺(中部地方東部-関東地方)には、フィリピン海プレート-スラブを起源とする比較的浅い深部震源も分布する(第4図)が、その分布-起源は複雑であり考察の対象外とした(5.4参照)。

5.3 琉球弧における深部震源-スラブの関係

現在、フィリピン海プレートは概略NW方向に4 cm/yearの相対速度で進行しており、西日本の2つの島弧系(琉球弧-西南日本弧)の下に沈み込んでいると考えられている。フィリピン海プレートの構成は複雑で(第2図参照)、九州-パラオ海嶺を境に西半部、東半部に大きく2区分される。西半部は、琉球弧近傍では先新第三紀の海洋地殻-海嶺などが集合している。一方、東半部は新第三紀前半にW→E方向に拡

大した縁海の海洋性地殻で構成される(西南日本弧近傍では四国海盆(紀南海山列などを含む))。太平洋の一縁海であるフィリピン海のプレートは、太平洋プレートに比較して小規模であるが、若く高温を保持しており、薄く(~30km)また水深は浅い。

新しい背弧海盆(沖縄トラフ)を伴う琉球弧については、陸海地形などによって北東部・中央部・南西部の3領域に区分することが可能である。その中で、中央部がフィリピン海プレートの進行方向にほぼ直交するように分布しており、基本的には全体として5.1(1)の状況にあたる。第4図に示した琉球弧の深部震源分布は、基本的に第9図(2)・第10図(2)の簡易数値シミュレーション結果に調和的である。

すなわち深部震源分布は、琉球弧の3領域の境界部で空白域となり、また3領域で傾斜角度(スラブの沈み込み角度)が異なっている(北東部が70°程度の急傾斜で、中央部-南西部は40°程度の傾斜)。なお、現在のフィリピン海プレートの移動速度を定常的と仮定すれば、最深部の震源はほぼ共通的に概略1000万年前に沈み込んだプレートに対応していると考えられる。

5.4 西南日本弧における深部震源-スラブの関係

西南日本弧では、5.3の琉球弧の場合と同様にフィリピン海プレートが沈み込んでいるが、その震源分布は以下のように特異的である(第4図および2.を参照)。なお、西南日本弧の東部には太平洋プレート-スラブの沈み込みに関係する深部震源が多数分布しているが、これについては除外した(5.2を参照)。

(1) 西南日本弧では、深部震源の分布は狭くほぼ南半部に限られており、深度は浅く最大75km程度である。また、スラブの沈み込みに対応する震源分布の傾斜角度が、10°程度と非常に小さい。現在のフィリピン海プレートの移動速度を定常的と仮定すれば、最深部の震源は共通的に概略600万年前に沈み込んだプレートに対応していると考えられる。これらは、5.3の琉球弧の場合とは大きく異なっている。

(2) 深部震源の平面分布には屈曲が認められ、概略的にNW-SE方向の2本の線(ほぼ平行な隠岐東方-鳥取市-潮岬海底谷を結ぶ線と敦賀湾-伊勢湾-天竜海底谷を結ぶ線)によって西から東へ3帯(中国四国帯、近畿帯および中部帯)に区分が可能である(茂野(2008)を参照)。上記3帯の深部震源分布の走

向-傾斜は微妙に変化している(第4図参照)。概略的に、中国四国帯と中部帯に比較して、近畿帯では震源分布が南東方向に偏在しており、また全体的な分布の傾斜角度が相対的に大きい(～20°程度)。

上記の深部震源分布の特異性の原因となる要素として、以下の3点が指摘される。

(1) 西南日本弧は、琉球弧北部、東北日本弧南部および伊豆小笠原弧北部の3弧に挟まれており、加えてフィリピン海と太平洋の2プレートの移動-沈み込みの影響を受ける複雑な場に位置している。さらに、大きくは伊豆小笠原弧とフィリピン海とが太平洋プレートに対する島弧-背弧縁海系の関係にあり、小さくは現在伊豆小笠原弧が新たな背弧海盆の生成初期環境にあることが、状況を一層複雑にしている。

(2) フィリピン海プレート-スラブの移動-沈み込みの速度が小さく、またその沈み込み方向に斜交分布する西南日本弧に沿って、南海トラフ～駿河トラフ～相模トラフの伸長方向などが変化していることが、スラブの沈み込みを複雑にしていると考えられる。東端の伊豆小笠原弧との会合部では島弧系間の衝突、西端の琉球弧との会合部では西南日本弧の西方への横ずれ運動が、スラブの沈み込みにさらに影響を与えている。

(3) 前述したようにフィリピン海プレートは東西方向に不均一であるが、西南日本弧の下に沈み込むその東半部は全体的に若く、拡大生成時からの高い温度をある程度保持し、密度が小さく厚さが薄い。従って、西南日本弧の下に沈み込むスラブは比較的沈み込み難いとともに、変形を受け易く、またセグメント化(破断-短冊状化)し易いと考えられる。

今回の簡易数値シミュレーションの結果(第9図(2)・第10図(2))は、第4図に示した複雑な深部震源分布にかなり調和的になっている。以下に、東から中部帯・近畿帯・中国四国帯ごとに特に注目される点を述べる。

(1) 中部帯における深部震源分布については、フィリピン海プレートの移動速度が伊豆半島周辺で低下しているという假定(4.(8)を参照)によって、第4図(C)の震源分布が説明し易くなると思われる。この假定は、伊豆半島周辺の島弧-島弧(密度が小さく沈み込み難い)衝突域における諸現象(伊豆半島北方地域の大規模な湾曲-隆起、駿河トラフの南方・伊豆諸島西方の銭洲海嶺の形成と地震活動など)から支持

されるであろう。

(2) 特に興味深い近畿帯において南東方向に偏在する深部震源分布(第4図(C))については、沈み込むスラブの傾斜角度が相対的に大きいことが原因になっている可能性が指摘される。この沈み込み角度の増加によって、斜めに沈み込むフィリピン海プレートのスラブは、より深い震源深度のD3(第4図(D))ではやや西方へ偏向していると考えられる(第7図参照)。

この特異的なスラブの沈み込み角度増加の原因については、伊豆小笠原弧下の太平洋プレート-スラブの最深部が近畿地方の地下深部に位置しており(第4図のNW-SE方向の平行2線で挟まれる範囲；(G)の深度350～450kmの震源分布)、新たな深部マントル物質(相対的に高温・低密度)の上昇～初期の背弧海盆(地溝帯)生成に起因している可能性が指摘される。陸海地形、第四紀火山、高温温泉などの分布も特異性が高い近畿帯について、より詳しい議論は茂野(2008)を参照されたい。

(3) 中国四国帯の深部震源分布についても単純ではない。中国四国帯の西端部では、西南日本弧-琉球弧の境界(関門海峡-豊後水道；ほぼ九州パラオ海嶺の延長域)を越えた琉球弧の深部震源の東方分布(第4図(C)・(D))が認められる。これについては、フィリピン海プレート-スラブのNW方向への移動-斜め沈み込みによる西南日本弧外帯～前弧域の右横ずれ運動(中央構造線の現在の動きに一致)と同プレート上の九州パラオ海嶺の若干の西方移動で説明が可能と思われる。4.では省略したが、琉球弧におけるフィリピン海プレートの沈み込みが現在の西南日本弧の西端部でも過去に(～1,000万年前から)存在したという假定でのシミュレーション結果が、第9図(2)には示されている。

6. おわりに

本説では、簡易的な数値モデルに基づく数値シミュレーション結果をもとに、日本周辺の深部震源(深度30km以深)の分布と沈み込む海洋プレート-スラブとの関係を検討した結果を紹介した。この検討は、地質調査総合センター(2007)の電子地球科学情報の簡易統合的処理-表示手法の応用-発展研究の一環として進めた近畿地方の高温温泉の生成環境につい

でのプレートテクトニクス学的な検討(茂野, 2008)から派生したものである。

残念ながら、今回の簡易数理モデルと数値シミュレーション手法は非常に単純なものであり、以下のような限界を持っている。

(1) 最も基本的には、今回の海洋プレートスラブの運動モデルは非常に単純であり、運動とその変化の機構はモデルシミュレーションの対象となっていない。(また、震源の生成機構も対象となっていない。)

(2) 今回のモデルでは、プレートスラブを点群の移動で表現しているが、点群間の関係(質量保存、応力・歪みなど)は取り扱われていない(シミュレーション結果が「相撲のまわしの下がり」に類似)。また、重力の影響を受けて斜めに沈み込むスラブの経路が変化する(第6図の θZ が0に近づく)可能性があるが、これについても取り扱われていない。

(3) 海洋プレートスラブの運動が3次元の平面幾何学的な取り扱いとなっており、計算・表示には3次元直交座標系(経度・緯度・深度)を用いている。このため、球面幾何学的な取り扱いが必要な広域地域の処理については精度が高くない。今回の処理では、対象地域の北縁部に位置する千島弧について、海洋プレートスラブの運動が東西方向に若干遅く計算されている。

(4) 日本周辺の島弧系(海溝-島弧-背弧)群および縁海群(特にフィリピン海プレート)について、シミュレーション期間中の分布変化や成長はほとんど取り扱われていない。

従って、今回の簡易数理モデルと数値シミュレーション結果の取り扱いには、注意を要する。また、今回のモデルとシミュレーション手法の応用についても、注意が必要である。しかし、今回の簡易的なモデルとシミュレーション手法は様々な発展可能性を含んでいると思われ、幅広い利用が期待される。

最後に、本説では文献の引用は基礎的な単行本を中心としており、個別の論文については引用を差し控えた場合があることを、関連著者の方々にお詫びしたい。これは、近年の地球科学(プレートテクトニクスを主軸とした)研究の急激な進展によって、先端的な研究成果(大小様々な問題について論争が多い)の把握・評価が非常に難しくなっていることなどにより、

謝辞：本説で取り上げた数理モデルについては、1992年頃に旧地質調査所・北海道支所の同僚と行った「島弧系会合部におけるプレート沈み込みによる過剰物質の発生-行方」の議論を起源としています。関係の方々には感謝します。本説の原稿については、産業技術総合研究所北海道センターの中川 充氏(地質調査総合センター所属)に貴重なご意見を頂いた。記して感謝します。

文献(本文中に非引用で、図作成に使用した電子情報は第1表を参照)

- Aoki, H. (1974): Plate tectonics of arc-junction at Central Japan. *Jour. Phys. Earth*, 22, 141-161.
- 地質調査総合センター(2007):九州-大分-豊肥地域の地熱データ処理集「地理情報システム(GIS)を利用した地熱資源の評価の研究(2001-2005年度)」のまとめと簡易統合的処理データ・プログラム集(CD-ROM)。数値地質図, GT-3.
- 木村 学(2002):プレート収束帯のテクトニクス学。東大出版会, 271p.
- 笠原順三・鳥海光弘・河村雄行 編(2003):地震発生と水。東大出版会, 412p.
- 気象庁(2004):地震年報 平成15年(CD-ROM)。
- 気象庁(2006):地震年報 平成17年(CD-ROM)。
- 中村正夫・渡辺 晃・許斐 直・木村昌三・三浦勝美(1997):西日本外帯における地殻下地震の活動特性。京大防災研年報, no.40 B-1, 1-20.
- 新妻信明(2007):プレートテクトニクス -その新展開と日本列島-。共立出版, 292p.
- 大竹政和・平 朝彦・太田陽子 編(2002):日本海東縁の活断層と地震テクトニクス。東大出版会, 201p.
- 瀬野徹三(2001):続プレートテクトニクスの基礎。朝倉書店, 162p.
- 茂野 博(2008):プレートテクトニクスに基づく湯の峰・有馬温泉の生成環境のモデル化 -電子地球科学情報の統合解析による近畿地方の高温温泉の検討(2)-。地質ニュース, no.647, (印刷中)。
- 平 朝彦・中村一明 編(1986):日本列島の形成。岩波書店, 414p.
- 上田誠也・杉村 新(1970):弧状列島。岩波書店, 156p.
- 上田誠也・小林和男・佐藤任弘・斎藤常正 編(1977):岩波講座地球科学11 変動する地球II -海洋底-。岩波書店, 302p.
- 上田誠也(1989):プレート・テクトニクス。岩波書店, 268p.
- 宇津徳治(1999):地震活動総説。東大出版会, 876p.

付録(お詫びと訂正)

地質調査総合センター(2007, CD-ROM)の九州地方を事例とした簡易地球科学アトラス中の2.2.11震源データフォーマット変換の処理には、以下の問題点があることが明らかとなりました。なお、以下は基本ソフトとしてMicrosoft社のWindows系(98~XP)を使用しており、文字コードとしてShift-JISが用いられていることを前提としています。

(1) 気象庁(2004, 2006)の震源データファイルは、年・月ごとになっていますが、ファイル名には拡張子が付けられていません(例えば、H2000)。このため、震源データフォーマット変換プログラム(地質調査総合センター, 2007; 2.2.11 EQHC_FormatC フォルダ中)で処理を行う前に、該当ファイル名の末尾に拡張子(.txt)を加える必要があります。また、テキストエディタでファイルを開き、データフォーマット(各データ行の末尾にWindows系の改行コードが入り、1レコードが1行となっている)を確認し、状況に応じて修正する必要があります(テキストエンコーディングを調整して、ファイルを上書き保存)。

(2) 気象庁(2004, 2006)の震源データファイルはフォーマットが複雑で、震源の深度については固定フォーマット中に5桁の数字幅が設定されており(FORTRANのフォーマットで小数点を省略して整数化)、大きく2種類の形式でデータが書かれています。上記の震源データフォーマット変換プログラム(地質調査総合センター, 2007)については、このうち1種類にしか対応していませんでした。このため、海域(陸から離れて地震観測点が少ない)の震源の深度については、系統的に大きな誤差(1/100化)を生じています。プログラム('3 Reading data files and transforming the data format'のブロック中)の簡易修正として、以下の追加が必要です。

```
DepthQ(NNN0) = Val(Mid(HLTDEM, 45, 5)) * 0.01
```

(既存の上の行の後に、次の2行を追加)

```
depth00 = Mid(HLTDEM, 48, 1)
```

```
If (depth00 = " ") Then DepthQ(NNN0) = DepthQ(NNN0)  
* 100.
```

Microsoft社のVisual Basic v.6の環境下でソースプログラム(EQHC_FormatC.vbpほか)を使用する場合は、ソースコードに上記の修正を加えて下さい。これをコンパイルすることによって、修正された実行プログラムを作成することができます。原実行プログラム(EQHC_FormatC.exe)は使用しないで下さい。

なお、地質調査総合センター(2007)の簡易地球科学アトラス中の九州・大分・豊肥地域の震源分布図(画像)については、大部分が陸域あるいはその近傍のため上記修正の影響は微小です(九州地域の東南端・西南端海域などの少数の震源を除く)。

(3) 地質調査総合センター(2007)の震源データフォーマット変換プログラムでは、出力関連データ全体を主メモリー上に置いた形で処理を行い、データ配列の大きさが九州地方を事例として設定(震源数として200,000)されています。このためより大規模なデータ処理では、配列の容量不足によってプログラム実行のエラーとなります(今回の日本周辺の長期間の震源データを対象とした処理では、震源数として約880,000)。

Visual Basic v.6の環境下でソースプログラム(EQHC_FormatC.vbpほか)を使用する場合は、ソースコードの先頭部分(General, Declarations)の該当する配列規模を必要に応じて大きくして下さい。これをコンパイルすることによって、修正された実行プログラムを作成することができます。なお、使用するコンピュータの主メモリーの容量が小さい場合などには、上記の配列規模の増大によってプログラム実行のエラーを生じる場合があります。

SHIGENO Hiroshi (2008) : Study on high-temperature hot-springs in the Kinki district, Japan, based on integrated analysis of electronic earth-sciences information (1): Simplified mathematical model and numerical simulation of oblique oceanic plate-slab subduction.

<受付: 2007年11月1日>