

収れん型境界におけるテクトニクス の “複合モデル”

“Composite model” on the consuming plate boundary tectonics

大槻 憲四郎*

Kenshiro OTSUKI

プレートテクトニクスの発展に伴ない、海溝—島弧—縁海系の造構発達史を見直そうとする試みがなされつつある。島弧の応力場変遷史の検討もその有力なアプローチのひとつである。

ここでは、これまで提案された収れん型境界のテクトニックモデルの中、考慮外に置くべきではないいくつかをレビューし、収れん型境界のテクトニクス、特にその応力場と上下運動の変遷を説明しうるモデルについて考察する。

〔I〕 収れん型境界の応力場

現在の収れん型境界では、チリ型とされる場所では全域的に水平圧縮応力下にあり、背弧が拡大しつつあるところでは島弧背後に水平引張応力場を伴っている。NAKAMURA & UYEDA (1980) は世界のいくつかの収れん型境界の応力配置を 3 つに類型化した。すなわち、島弧にほぼ直交する水平圧縮応力 σ_1 がほぼ全域を支配する場合 (Case I)、背弧が島弧に直交する σ_2 の領域となる場合 (Case II)、背弧が島弧に直交する水平引張応力下にある場合 (Case III) である。いずれの場合も外側から内側に向う応力勾配が特徴である。日本列島でも中新世以後に、先ず Case III が、その後に Case I の応力状態があったという (小林, 1979 a, b; TAKEUCHI, 1980; 竹内, 1981; 桑原, 1982 など)。しかし、東北本州に限定すれば、上記のように外側から内側に向って単調に減少する応力勾配が存在することに関しては疑いを持たざるをえない。なぜなら、佐藤ら (1982) が “Outer Arc Tensional zone” として提唱したように、外帯は中新世を通じて正断性小断層の発達密度が内帯のそれより 2 桁近くも高いのである。

また、もし応力レベルが常に内帯に向って低下するとするなら、現在見られる変形像に関して、明らかに内帯側に向って圧縮変形量が増加している事実をいかに説明するのだろうか？内帯の方が地温勾配が高いからか？それならなぜ火山活動のより少ない出羽丘陵の方が脊梁山脈より変形量が大きいのだろうか？

更に、現在まで引き続けている圧縮応力場の開始時期に関して、内帯側の方が早い疑いさえあるのである。従って、現時点では、位置的には aseismic zone に相当する外帯に極小値が、内帯に極大値をもつような応力レベルの分布を想定する方が現実的であると思うのである。

応力場の変遷に関しても、TAKEUCHI (1980) や桑原 (1982) の言うように、2 つや 3 つの Stage だけではないように思える。比較的資料のある仙台付近を例にとると、第四紀 (後半?) 以後の NE 方向の逆断層、静穏な鮮新世、鮮新世初期の NW 方向の岩脈と正断層性小断層、中新世末の局所的な NW 方向の逆断層、中新世を通じて支配的な NE 方向の正断層の発達といった具合である。

* 東北大学理学部地質学古生物学教室

収れん型境界に支配された応力場の広がりにも多様性があるようである。その限界が縁海止りといったものだけではない。華北での地震活動は NE 方向の正断層性右横ずれ運動によるものだが、これに対応する応力場はインドの衝突と太平洋側からの圧縮によってうまく説明できる。日本海の拡大は 50 ~ 30 Ma 頃に起ったと推定した (OTSUKI & EHIRO, 1978) が、この時期には華北平原一帯に正断層運動による地壘・地溝が発達し、海浸をうけている。ジュラ紀後期より白亜紀初期にかけては、太平洋側から NS~NNW 方向の強い圧縮を受け、アジア大陸東縁部には "Marginal Pacific Tectonic Domain" を構成する NNE~NE 方向の大規模左横ずれ断層系が形成された。この Domain は実にモンゴル東半部にまで及び、その広がりにはインドの衝突に匹敵するものである。

従って、とりあえず収れん型境界の応力場に関しては、主応力軸と応力レベルの配置、その継続期間及び空間的広がりがかなり多様であることを念頭に置かざるをえない。

〔II〕 収れん型境界造構モデルのレビュー

収れん型境界のテクトニックモデルを考察する前に、これまでに提案された重要なモデルについて概観する。既存のモデルは定常的モデルと非定常 (進化) モデルに大別される。

(i) 定常モデル

a) Frictional heating モデル

KARIG (1971), HASEBE *et al.* (1970), OXBURGH & TURCOTTE (1971) などによるもの。

b) Secondary convection モデル

MCKENZIE (1969), SLEEP & TOKSÖZ (1971), DAVIES (1977), TOKSÖZ & HSUI (1980) などによるもの。

前者は島弧・縁海の高熱流量や火成活動を説明することを主眼とし、スラブのもぐり込みに伴う相転移・adiabatic heating・radioactive heating に加えて、shear heating を重視する。これらの熱によってスラブ上面近傍の物質が流動化・熔融し、上昇する。上昇はダイアピルの様式をとることもある。これら余剰物質の上昇・蓄積によって、大陸リソスフェアが左右に押し分けられたり、その圧力による海溝の海側への移動によって縁海が形成されるというもの。

後者はスラブのもぐりこみとひきずりに伴って発生する wedge 内の小規模対流によって、大陸リソスフェアが引き裂かれるというもの。島弧側の高熱流量は対流の上昇流に対応する。

Frictional heating モデルと Secondary convection モデルは、力学的にはおよそかけはなれていて、両立しにくいものである。もし、Shear heating によって熔融が開始すると、熔融物の含有量が数%でも粘性係数は数倍も低下してしまい、Secondary convection は発生しなくなる。また、Shear heating の過程に安定な定常状態が実現しても、スラブ上面近傍の粘性係数が著しく小さくなってしまっているのだから、スラブのもぐり込みに対するアセノスフェアの粘性抵抗も著しく小さくなり、それとスラブの負の浮力がつりあっているなどということになってしまう。

しかし、2つのモデルの大陸側リソスフェアに対する力学的効果は類似している。Secondary convection の上昇流も余剰物質の上昇も、島弧側を隆起させ、アセノスフェアの流動がリソスフェアの底面に類似したせん断応力分布をもたらす。Toksöz & Hsui (1980) によれば、Secondary convection によって背弧に発生する引張応力は 35 bar, rifting に伴う地形的重力効果によって発生する引張応力は 50 bar 程度である。これらの値は縁海形成にとって小さすぎるのではなからうか。

c) スラブ固定モデル

スラブがマントルに固定されていて、プレートが相対的に西向きに回転をすれば、西太平洋では大陸プレートが海溝から遠ざかり、東太平洋では大陸が海洋性プレートにのし上げる運動をする (上田・金森, 1978) というもの。このモデルは大局を極めて単純に説明しうる点で魅力的である

が、ホットスポット座標系でのプレートの絶対運動に活動的縁海の拡大速度を加えると、海溝の位置は海側に後退しつつあることになり (CHASE, 1978 b), このモデルと矛盾する。日本海は50 ~ 30 Ma の間に拡大したと推定される (OTSUKI & EHIRO, 1978) が, 55 Ma のユーラシアプレートの絶対運動は数 cm/Y で東向きであり, これもうまく説明されない。その他細部の批判は小林・佐藤 (1979) にも述べられている。

(ii) 進化モデル

先の定常モデルでは現在各地の収れん型境界におけるテクトニクスの多様性を一応説明できても, それらの発達過程の多様性は説明できない。そこで, 定常モデルをもとに, 進化モデルへと発展する。その代表例には次のようなものがある。

a) 金森モデル

金森 (1972), KANAMORI (1977) によって提案され, 上田・金森 (1978) はその内容をより豊富にした。彼らによると, 収れん型境界は次のような過程をたどるといふ。

1) チリ (アラスカ・アリューシャン) 型

重力不安定状態にある海洋プレートが大陸プレートの厚さ相当の 150 km 程もぐり込んだ状態。幅広く強い低角 Coupling zone の形成 → 巨大逆断層型地震の発生・海溝外側の正重力異常帯と海底隆起帯の発達良好・海溝発達不良・付加プリズムの発達良好・島弧側の圧縮応力場・安山岩質火山活動。

2) 千島・東北日本 (十勝沖) 型

スラブの沈み込みの進行に伴う摩擦熱によって, 部分熔融・相互作用の低下 → 1) より小さめの巨大逆断層型地震の発生。

3) 三陸型

部分熔融・破砕による相互作用の低下 → 海洋プレート本来の重力不安定が顕在化・負の浮力の増加 → 大きめの巨大逆断層型地震にかわって, 海溝直下に正断層型地震発生・プレートが折れはじめる。スラブ傾角の増加。

4) (伊豆) マリアナ型

3) から約 300 万年でスラブが完全に折れてしまう。プレート間相互作用はほとんどなくなる。折れたスラブの回転・傾角の増加・落下。浅い巨大地震なし, 稍深発・深発地震活発, 海溝外側正重力異常・海底隆起帯微弱, 付加プリズム発達せず, 島弧の水平圧縮小, 背弧に水平引張応力場, bimodal volcanism。

金森はフィリピン海形成にことよせて, 4) の状態になると, 海洋プレートは陸側プレートによる支持を失ない, 海溝より海側で沈み込みをはじめたり, ひきつづきスラブがずると沈み込んで海溝が海側に後退し, 縁海が生ずることがあるとしている。

このモデルはプレート間相互作用の強さの変化とテクトニクスを結びつけている点が特に重要である。

b) 小林モデル

このモデルは小林・佐藤 (1979), 小林 (1979) などによるもので, 金森モデルと似ている。ただし, 縁海の形成に関して, もぐり込んだ海洋地殻の熔融と蓄積 → その上の大陸プレートに隆起と伸張力発生 → 縁海の形成というストーリーを提案している点が異っている。同様のことを Ida (1978) も述べている。

また, スラブのもぐり込みと陸側の上下運動・応力場を関連づけている。すなわち, もぐり込みが浅いうちは海溝近傍の隆起と水平圧縮, 沈み込みが進むにつれて圧縮応力場の拡大と余剰物質の蓄積に伴う内側火山弧付近の隆起・海溝近傍の沈降が起る。さらに余剰物質が蓄積すると, 島弧

内側に隆起と水平引張応力が発生し、プレート間相互作用の低下とともに圧縮応力場は島弧外帯に限られるようになる。引張力の増加によって、ついには縁海が発生し、大量のマグマ噴出にともなう縁海とその近傍は沈降する。深く沈み込んだスラブが切れて落下すると、余剰物質の供給が停止し、島弧下の冷却が進行するとともに、アイソスタティックに均衡が保たれるまで全域が沈降する。このモデルでは最後の段階が次のサイクルの第1段階に連続する。

小林モデルは縁海の形成には10 Ma以上の時間を要し、金森モデルの最終段階におけるようなcatastrophicな過程ではないという認識とも関連して提案されたようである。しかし、小林モデルによる縁海形成機構にも問題がある。たとえ余剰物質の蓄積によって背弧が裂けたとしても、それだけでは開かない。仮に、余剰物質の蓄積によって、島弧に沿う幅500 kmの地域が平均5 km隆起し、その圧力によって海溝の位置が海側に移動して開いたとしても、せいぜい20 km程度であろう。大和海盆や対馬海盆が10～15 Maの間に上述のような機構で開いたというには地質学的な現象と調和しないのではなからうか。小林モデルの意義はプレート間相互作用の変化にWedge内の過程を加え、島弧の応力場や上下運動などに関連づけようとした点にあると思われる。

c) 新妻モデル

これはNITSUMA(1978)、新妻(1979)などによって提案されたもので、島弧地域の堆積速度・古地理などを金森モデルの応用によって太平洋プレートの移動速度とスラブの沈み込み過程に関連づけようとした。日本列島の数地点における中新世以降の堆積速度変遷は3つのステージに区分されるという。第1ステージ(4.7 Ma～現在)の堆積速度は非常に大きく、スラブの沈み込み過程が金森モデルのチリ型から千島・東北日本型に発展する過程と対応し、速いプレートの沈み込み速度(16 cm/年)とも対応して、強い水平圧縮による起伏の大きな地形の形成に伴うものであるとしている。

第2ステージ(10.4～4.7 Ma)は堆積速度が著しく小さく、プレートの沈み込み速度も5.4 cm/年と大分遅い。このステージのはじまりはプレートの沈み込み開始時に一致し、末期にはスラブの長さが270 km程度になっていたと推定している。堆積速度が小さいのは、第1にそれまで作用していたスラブの自重による下方への引張力がなくなるためにアイソスタティックに上昇する効果と、プレート間相互作用が最も小さくなる状態にあって、弱い造構力に対応した小起伏地形による効果の結果であるらしい。

第3のステージ(少なくとも16～10.4 Ma)は堆積速度が中間的で、古地理は非火山性外弧のみ海面上にあり、他は広く海面下に没していて、現在の小笠原・マリアナ弧に似ている。この時期のスラブの沈み込み速度は17 cm/年で、第1～第2ステージのサイクルのひとつ前のサイクルの最後の発展段階に相当する時代だから、マリアナ型境界であったはずという。大部分の地域が海面下にあるため、堆積物の供給は少ないが、引張応力場の下で地形的起伏が形成されるので、中間的な堆積速度になったと推定している。

このモデルは現実の島弧発達過程を過去に遡って説明しようとする点で意欲的ではあるが、次のような誤りを含んでいる。

イ) 堆積速度とプレートの移動速度の変遷の対応について：プレートの移動速度はハワイ火山列ホットスポットを用いている(JACKSON, 1976を引用)が、第1ステージの速度を決めたニホアの年代は5 Maではなく、7 Maである。従って、平均速度は16 cm/年ではなく、11 cm/年である。2～5 Maは遅く(平均7 cm/年)、速くなるのはむしろ1 Ma以降(平均約18 cm/年)なのである。第2ステージについても、新妻の引用文献に従えば、カウアイ(約5.6 Ma)とネッカー(10 Ma)との距離は約550 kmで、平均速度は12.5 cmとなり、第1ステージとの差はほとんど無いことになる。第3ステージの速度を求めたミッドウェーの年代は新妻の引用文献では18 Maで、平均速

度は 17 cm/年となるが、JARRARD & CLAGUE (1977) では約 27 Ma で、8 cm/年となる。このように堆積速度による 3 つのステージと太平洋プレートの移動速度との間には彼がいうような相関はないのである。同様に、東北日本弧で推定されたスラブの負の浮力の変遷と太平洋プレートの移動速度変遷との関係に関する議論も成立しないことは言うまでもない。むしろ、第四紀における日本列島の強い水平圧縮応力場が、この時期の速いプレート移動速度に対応していることの方が明瞭である(大槻・天野, 1979)。

ロ) “マリアナ型”の古地理について: 第 3 ステージにおける日本列島の古地理が小笠原・マリアナ弧のそれに似ていることが、このステージをマリアナ型とする根拠のひとつとされている。しかし、前者は立派な大陸性地殻を有しているのに対し、後者はそれが未発達な島弧である。アイソスタシーの効果を考慮せずに両者を比較することはできない。

ハ) 第 1 のステージになって「プレートの自重でプレート間の抵抗が減る段階にやっと到達したので……最も水平圧縮力を受ける状態」になったと述べているが、どうしてプレート間相互作用が減少すると最も水平圧縮力を受けるのだろうか? 金森モデルが指摘している最も重要な点はその逆なのである。

ニ) 第 2 のステージの初期にスラブが折れ、「プレートの自重による下方への引張力が急になるためアイソスタティックに」上昇したとしているが、島弧は水平圧縮を与えていると隆起するのであって、小林(1979)の言うように、下からの支えがなくなるのでアイソスタティックに均衡が保たれるまで沈降するとする方が正しい。なお、アイソスタティックな上下運動はプレートの末端が自由か半無限の状態ではとても速いのである。このモデルには重大な誤りがありにも多すぎる。

Ⅲ 収れん型境界造構機構の“素過程”

収れん型境界はどのような力学的系を形成しているのだろうか。系の設定には、①全てのプレートとマントルが含まれる場合、②境界近傍のプレートとマントルのみに限定される場合、③プレート間接触面と陸側プレート底面に囲まれた上盤プレートの一部のみを系とする場合がある。固定スラブモデルは①に属するし、Frictional heating モデル、Secondary convection モデル、金森モデル、小林モデルなどは②に含まれる。しかし、小さな系がより大きな系から影響を受けると同時に、ある程度独立な系として成立しているかぎり、いずれかひとつの立場で全てを説明しようとするのは無理な事である。

上田・FORSYTH (1975) の立場で上の事を考えてみよう。彼らの能動的プレートマントル“対流”論によれば、海洋プレートとマントルは一種の対流(物質循環系)を形成していて、“対流”の律速過程は個々の島弧下のスラブに作用する負の浮力の総和と粘性抵抗の総和との動的バランスである。ここで注意しなければならないのは「二種の力の総和のバランス」であって、個々の島弧下においては両者がつりあっている必要がないことである。個々の島弧下でも常にバランスに向おうとするし、この傾向はプレート全体の運動に影響を及ぼす。しかし、これに影響されたプレートの運動も、必ずしも個々の島弧下の過程にとってはバランスに向って作用するとは限らないのである。

新たな沈み込み帯の形成ともなると、プレートの運動に対する影響は実に大きい。ハワイ-天皇海山列の屈曲に示される太平洋プレートの運動方向の変化は、南太平洋に新たに沈み込み帯が形成されたためである(GORDON *et al.*, 1978)。他方、2 Ma 以降に太平洋プレートの運動が急速化しても、マリアナ弧やトンガ弧では縁海形成が進行している反面、東北日本弧や千島弧では相互作用の強い収れん型境界となっている。

従って、個々の収れん型境界のテクトニクスを論じようとする場合には、プレート全体の運動が個々の収れん型境界に及ぼす貢献度を評価しなければならないと同時に、個々の島弧に個性をもた

らすプレート間境界やスラブの性状の影響を検討しなければならない。その際、Couplingの様式が収れん型境界に及ぼす影響を検討した金森モデルやSHIMAZAKI (1974)の研究、スラブの運動がWedge内の過程に及ぼす影響を検討したFrictional heatingモデルやSecondary convectionモデル、オリビーンズスピネル転位のスラブの浮力に及ぼす影響がスラブ沈み込み速度に依存するとしたSUNG & BURNS (1976)の研究などは収れん型境界のダイナミクスの素過程として無視することができないものである。

以下にこれらの素過程が島弧の応力場と上下運動に及ぼす影響をやや詳しく検討してみよう。

(i) プレートの収れん速度の効果 (第1図)

先づ、プレートの移動速度が収れん型境界のテクトニクスに及ぼす貢献度を評価しておこう。

海溝はスラブに作用する力がネットに下向きであるかぎり、海側に後退しようとする。他方、海洋プレートの運動は海溝を乗せたまま、これを陸側に前進させようとしている。海溝の移動は、実際にはこの2つの傾向のバランスによって決定されている。そして、陸側プレートに対する海溝の相対的移動速度が正の時には圧縮型の収れん型境界となるし、負の時には引張型の収れん型境界となる。

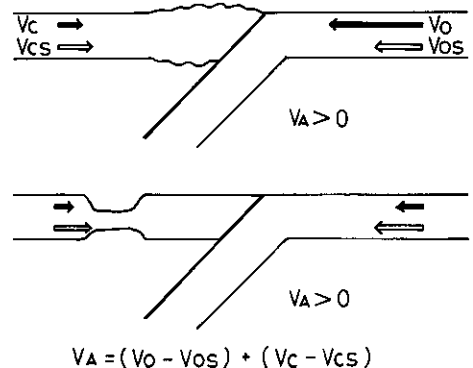
プレートの移動速度と収れん型境界のテクトニクスについて、ある特殊な状態を発見したのが上田・FORSYTH (1975)の研究である。彼らは地球上の全てのプレートについて、それらに作用していると想定される8種類の力の大きさを、それらのトルクの和が0であるとの仮定のもとに求めた。その結果、スラブに作用する負の浮力(Slab pull)とスラブの沈み込みに対する粘性抵抗(Slab resistance)が、他の力より一桁程度大きいことがわかった。このようにして求められた力をもとに、スラブの“終端速度”を計算すると7.2 cm/年になると言うのである。

ところで、彼らの計算の中では、プレート境界に作用する力は、地球表面の幾何学的形状のみの関数として取扱われている上、全ての力は全てのプレートに関して最も満足する値として求められているのである。つまり、個々の島弧下のスラブに作用する負の浮力やCouplingの強さなどの多様性は全く無視されているのである。従って、彼らが求めた力の大きさは、プレートの形成・移動・消滅に関して、暗に平均的な“標準状態”を想定したときの値であると言える。このような理由から、筆者は上田・FORSYTH (1975)の結果を「海嶺やスラブなどが“標準状態”にあるとき、スラブの“終端速度”(=海洋プレートの移動速度)が7.2 cm/年となり、そのときの衝突抵抗や海溝吸引力などのプレート間相互作用力が無視しうる程に小さくなる」と読みかえることにする。また、“標準状態”はスラブをもたない上盤プレートも“標準状態”にあることを含んでいるので、その“標準速度”として、海溝に向う平均速度約1.5 cm/年をも“標準状態”に含めることにする。

以上のような論拠から

$$V_a = (V_o - V_{os}) + (V_c - V_{cs}) \dots\dots(1)$$

が成立することがわかる(第1図)。ここで、 V_a は上盤プレートの短縮(これを正とする)速度、 V_o 、 V_c はそれぞれ下盤プレート、上盤プレートの移動速度、 V_{os} 、 V_{cs} はそれぞれ下盤プレートと上盤プレートの“標準速度”とする。但し、プレートの移動速度に関しては、海溝に向う方を常に正とする。(1)式によって求められる V_a はプレートの移動速度の“標準速度”からのずれによって生ずるものであり、



第1図 プレートの移動速度と“標準速度”との差と島弧の圧縮・引張テクトニクス。

V_a : 島弧の変形速度(圧縮が正)
 V_c, V_{cs} : 大陸プレートの実際の速度とその標準速度
 V_o, V_{os} : 海洋プレートの実際の速度と標準速度

実際の収れん型境界上盤の短縮・伸長と V_a の差は、個々の収れん型境界下でのスラブの状態が“標準状態”からはずれている事に起因することになるはずである。

次に、関係式(1)が現実の収れん型境界でどの程度成立つかを見よう。プレートの絶対運動に関しては CHASE (1978 a,b) を用いる。速度は海溝に直交する成分のみを考慮する。マリアナトラフに関しては、フィリピン海プレートが -2.5 cm/年、太平洋プレートが 8.5 cm/年なので 2.2 cm/年で拡大していることになる。ラウ海盆については、上盤プレートが -1 cm/年、太平洋プレートが 8.5 cm/年なので、 1.5 cm/年で、拡大していることになる。アンダマン海についても、ユーラシアプレートが -0.3 cm/年、インドプレートが 7 cm/年なので、 2 cm/年で拡大していることになる。スコチア海についても、太平洋プレートが -1.2 cm/年、大西洋プレートが 2 cm/年だから、 7.9 cm/年で拡大していることになる。琉球トラフについても 5 cm/年で拡大していることになる。スコチア海の実際の拡大速度は 8 cm/年で、ほとんど(1)式で説明がつく。しかし、マリアナトラフは 8 cm/年、ラウ海盆は 4 cm/年で、(1)式で求めた値の2倍程である。これはスラブの年令が古いうえ、スラブが“標準状態”より長く、大きい負の浮力が海溝の後退作用を強めているのかもしれない。

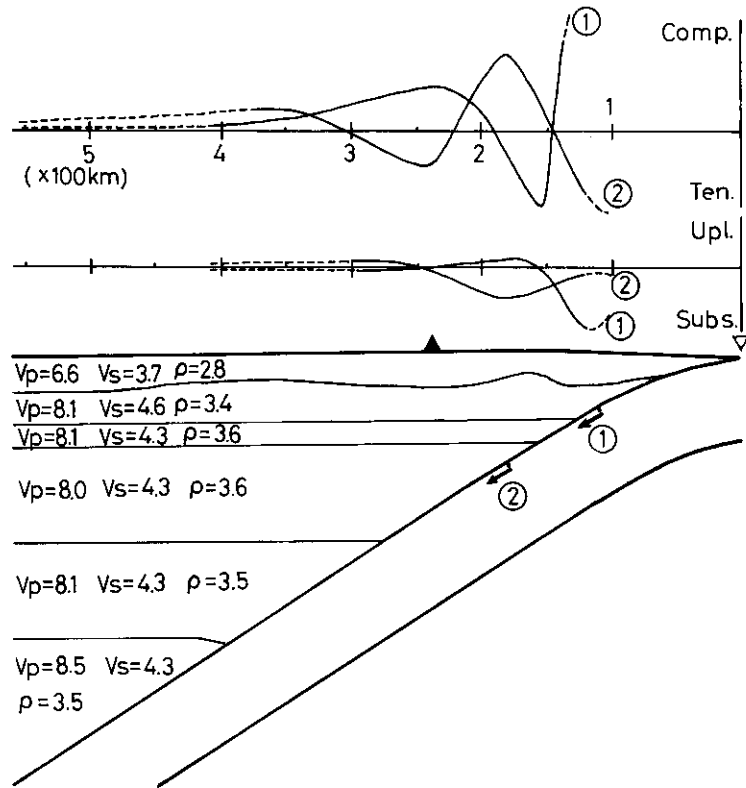
その他の境界についても、東北日本弧は 1.3 、千島弧は 0.3 、チリでは 2 cm/年で全て短縮していることになる。中米については 0.6 、アリューシャン東部では 0.2 cm/年で拡大となり、この傾向は西部で増加する。実際の短縮量は東北日本弧の場合 5 cm/年ぐらいなので、チリではより大きいであろう。これはチリのスラブの傾角が極めて小さく、かつ明瞭なアセノスフェアがないため、Coupling が“標準状態”より強くなっているためであろう。東北日本弧についても、後に述べるように、合理的な説明が可能である。アリューシャンは実際には拡大型どころか、短縮型の収れん型境界である。特に、その東部ではプレート間相互作用が強い。アリューシャンではスラブが短かく、負の浮力が小さいため、海溝を後退させる作用が“標準状態”よりかなり弱く、結果として強い圧縮となっているのであろう。そして、ここでも海溝を前進させる傾向と後進させる傾向のバランス現象は明瞭である。すなわち、東部ではスラブの傾角が小さくて浅く、巨大逆断層型地震が発生しているが、西部に向うにつれてスラブの傾角と深さが系統的に増大している (KLAUS *et al.*, 1977)。これは東部で太平洋プレートの移動方向と海溝が直交に近いため、海溝を前進させる作用が強いに対し、西に向うにつれ Oblique subduction となっていて、この作用が低下しているためと考えられる。

上述したように、最近の収れん型境界の短縮・伸長量は、(1)式で表わされるプレートの運動速度の効果によって、その平均 50% 強がまかなわれていることがわかる。そして、その残りの量も、個々の収れん型境界におけるスラブや Coupling の状態の“個性”によって、妥当な説明がなされるのである。このような事実は、スラブの状態(長さや傾角)とそれに伴う諸現象(プレート間相互作用の強さなど)との間に、一対一の対応を想定したり、チリ型→マリアナ型→チリ型といったような単純なサイクルモデルを設定することが、あまり適当でないことを示している。

次に、より小さな力学系が収れん型境界のテクトニクスに及ぼす影響について検討しておこう。

(iii) Coupling boundary の効果 (第2図)

Coupling boundary の境界条件が上盤プレートに及ぼす変形・応力場については、SHIMAZAKI (1974)、YAMASHINA *et al.* (1978) が有限要素法を用いて計算している。その結果は次のようなものである。すなわち、海溝から 200 -km ぐらいまでのプレート間境界面の小部分に、境界に平行な強制変位を与える。すると、水平歪と上下運動に関しては、海溝から内側に向って、波長が増加しつつ振幅が減少していく。両者の位置的關係は、横軸を海溝より内側に向って正ととった場合、上下変位成分の変化率が負の領域で水平伸長が、正の領域で水平圧縮が現われる。これらは上盤プレートの曲げと座屈による、地表近傍の現象様式である。水平歪と上下変位の波動分布は、強制変位



第2図 Coupling boundary の強制変位が島弧側の水平応力・上下運動に及ぼす影響。

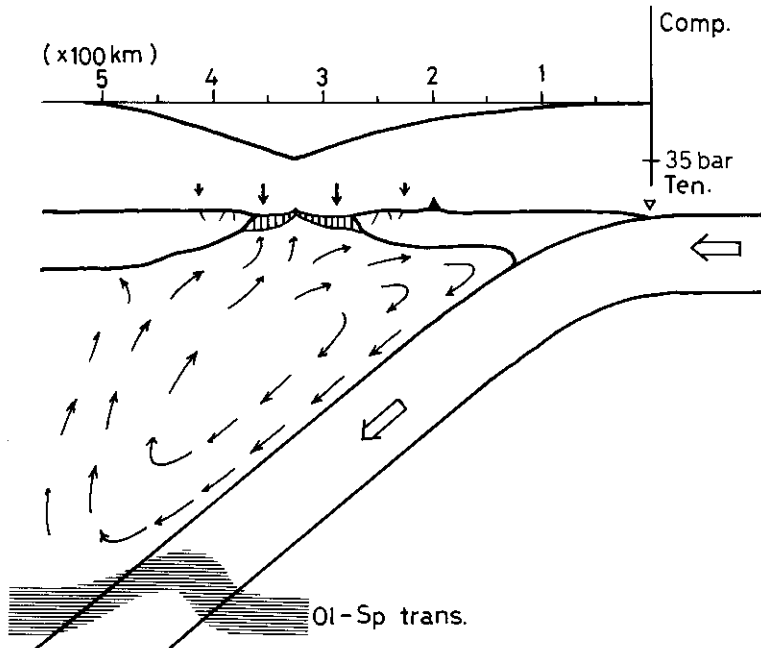
①と②はそれぞれ深さ 43 km, 83 km 付近の境界面微小部分に強制変位を与えた場合。(SHIMAZAKI, 1974 による)

が与えられるプレート境界面上の小部分の位置によって変化する。すなわち、小部分の位置が海溝に近いほど、波長が短くなり、振幅と減衰率が大きくなる。例えば、強制変位を与える位置が海溝より 110 km 程内側（深さ 50 km）であった場合、水平歪の極小値は 160 km 程内側にあらわれ、150 ~ 190 km の間が水平伸長領域となる。その内側（海溝より 235 km）には極大値があり、より内側に向って次第に水平圧縮が減少する。上下運動に関しては、150 km 付近まで沈降域で、150 ~ 240 km の間が 170 km 付近に極大値をもつ隆起域に、より内側は微沈降域となる。

実際の自然は小部分上の強制変位による結果の重ね合せである。海溝より 2 ~ 300 km の範囲の上盤プレートの歪・応力場・上下運動は、ほとんどこの Coupling boundary 効果によって決定される。従って、逆にこの領域のテクトニクスから Coupling boundary の状態を推定できる点が特に重要である。また、この効果によって、外弧付近に水平応力極小（引張）域が形成される事も面白い。

(iii) 上盤プレート底面の効果 (第3図)

ii) で紹介した島崎の機構では、背弧域に引張応力場や強い沈降を生じさせることが不可能である。この現象に強く関与するのは、上盤プレート底面の境界条件である。Secondary convection モデルはこれにひとつの解を与えている点で重要である。Toksöz & Hsu (1980) によれば、Secondary convection によって上盤プレート内に生ずる引張応力は 35 bar と見つもられ、かなり小さ



第3図 Secondary convection によるリソフェア底面の drag force が島弧側の水平応力・上下運動に及ぼす影響。(Toksöz & HSUI, 1980 による)

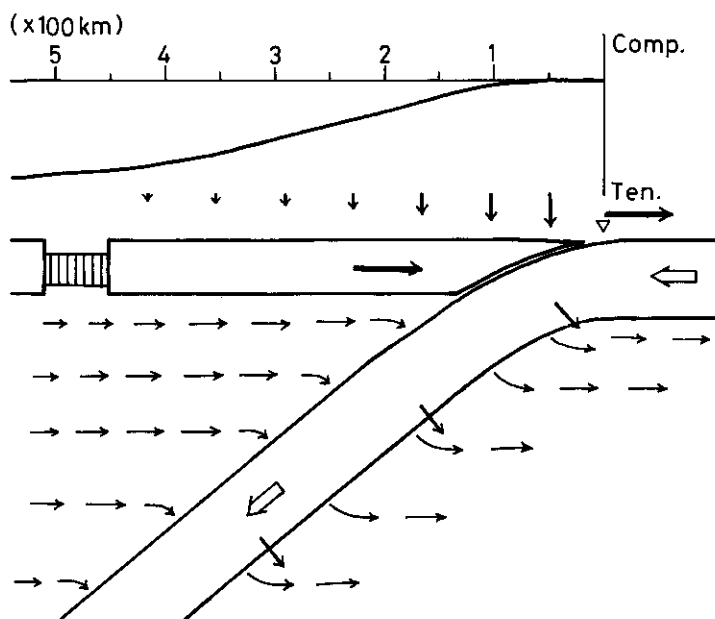
い。従って、この機構によって縁海を作ることには無理であるように思えるが、背弧域にさほど大きくない引張応力場と沈降域を作ることには可能である。このモデルの場合の応力場は、海溝より 300 km 付近 (スラブの傾角が 45 度のとき) の数 10 bar の引張応力の極値を中心に、より内側に向っては徐々に応力レベルが高くなり、海溝側に向ってはプレート境界部の応力レベルまで単調に増加するようなものになるであろう。

Frictional heating モデルでも状況はほぼ同じであると思える。この場合には顕著な隆起と引張応力場の発生はペアをなすはずで、火山活動と沈降に先立つ隆起と引張応力場の発生が広域的に存在したかどうか、今後十分に検討されねばならない。

上の 2 つのモデルのいずれが現実的なのかはよくわからない。第四紀の東北日本弧の場合のように、明瞭な火山前線を持ち、内側に向かって噴出量が急減するような場合は、Frictional heating モデルの方が現実的である。しかし、グリーンタフ発生期のように、第四紀ほど火山前線が明瞭ではなく、むしろその内側のかかなり広い範囲に多量の噴出物がある場合は Secondary convection モデルの方が都合よい。いずれにしても、TORIUMI (1978) によって一ノ目淵、三ノ目淵、穂岐道後などのかんらん岩ノジュールの転位密度から求められた 200 ~ 300 bar という高い差応力は、これらのモデルでは説明できそうもないのではなからうか。

(iv) Trench suction の効果 (第 4 図)

ii) と iii) で述べた機構をそれぞれ適当な重みで組合せることによって、陸弧や非活動的島弧の応力場や上下運動を作れそうだが、海溝の近傍を除く島弧全域を引張応力場にしたり、縁海を作ったりすることはできそうにもない。このような状態を実現するためには、プレート間相互作用を極端に変化させなければならないだろう。固定スラブモデルもひとつの可能性を含むものだが、先に述べたような欠点がある。それに、海溝は海側に向かって移動しているという事実 (CHASE, 1978



第4図 Trench suction が島弧側の水平応力・上下運動に及ぼす影響。
垂直の矢印は rifting 開始直前の沈降を示す。(ELSASSER, 1971
による)

b) がある。この状況に最も都合のよいモデルは ELSASSER (1971) によるスラブの “Retrograde” motion とそれに伴う “Trench suction” であろう。重い海洋プレートは海溝を海側に移動させながら沈み込む。このような海溝の後退の運動は大陸側プレートを海側に吸い寄せせる力を発生させる。沈み込んだ物質は地球の反対側からのわき出しを促すというわけである。海溝の後退の運動は i) で述べたプレートの運動によっても生ずるが、スラブに作用する負の浮力が “標準状態” より大きい場合にも起こる。

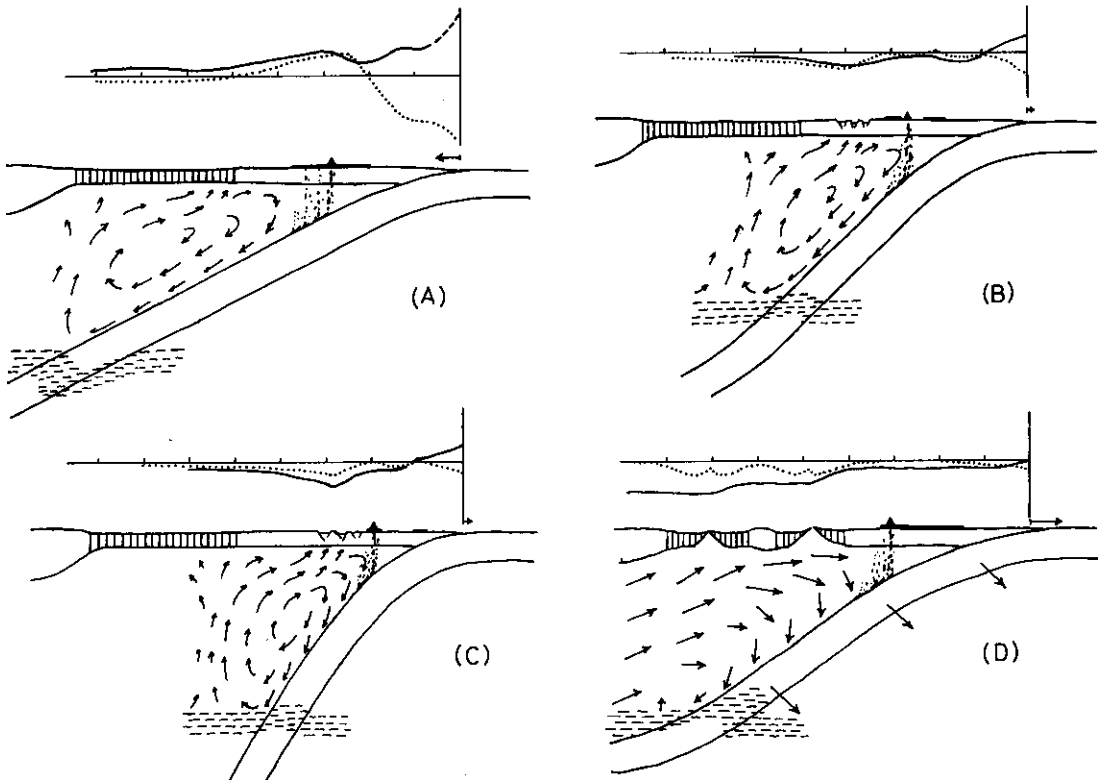
海溝とスラブの後退が上盤プレートに及ぼす影響は、広域的な引張応力場と沈降の発生である。プレート間境界がせん断強度のみをもち、引張強度がないと仮定すれば、スラブの後退によって生ずるアセノスフェアの流動が引張応力場発生的主要原因である。後退するスラブの到達深度が 500 km 程度であったとすると、海溝から同程度の距離までは、アセノスフェア内の変位ベクトルはほぼ一定である。島弧付近のリソスフェアの厚さを 50 km、その底面に作用するせん断応力を 100 bar とすると、海溝より 500 km 内側のリソスフェア内には 1 Kbar ほどの引張応力が発生する。もし、プレート間境界がある程度の引張強度をもっていたり、上盤プレートの底面が海溝側に向って傾いていて、重力成分も有効に作用すれば、その分だけ引張応力は増加する。このようにして生ずる引張応力の大きさは、海溝付近でゼロに近く、それより内側に向って、スラブの長さ程度の距離までは距離に比例して増加し、より離れるにつれて増加率が減少するであろう。この引張応力の大きさは、収れん型境界付近の薄い大陸性リソスフェアを引き裂くには十分であろう。

[VI] “複合モデル” とその展開

以上に述べた i) ~ iv) の機構は、それぞれひとつだけでは収れん型境界の多様なテクトニクスを説明できないが、いずれも現実に作用していそうなものである。現実には全物質循環系の Frame-

workの中で決まるプレートの運動速度によるi)の効果と、個々の収れん型境界で進行するよりバランスのとれた状態への移行過程の多様性に対応して、ii)~iv)の作用がそれぞれ異った重みで組合さっているものとする。このような素過程の組合せを“複合モデル”と呼ぶことにする。

以下に、新生代における日本列島を対象にして“複合モデル”の展開を試みるが、それに先立ち、i)の効果の評価する上で必要な太平洋プレートの移動速度の変遷をレビューしておこう。ハワイ-天皇海山列から求まっているプレートの移動速度を“標準速度”(7.2 cm/年)を基準に述べる。現在から約2 Maまでは+7 cm/年で、現在に近い程速い。2 Maから5.5 Ma頃までは-1 cm/年だが、前半は遅く、後半が速目になっている。6.5 Ma前後の頃(KauaiからNihoua間の300 km)は非常に速くなっているのかもしれない。6.5 Maから12.5 Maの間は-1 cm/年とわずかに遅い。27 Ma頃までは資料が乏しいが、平均+1~2 cm/年であろう。27 Ma頃非常に速く、それから20 Maまで非常に遅いと読めるが、誤差かもしれない。27 Maから40 Ma頃までは資料が無いが、この間の平均速度は-1 cm/年程度である。40 Maから55 Maまでは約-3 cm/年とかなり遅い。55 Ma頃に一時速い時期があったかもしれないが、65 Ma頃まではほぼ標準的である。確実に、かつ顕著に標準速度と異なるのは、2 Ma以後の速い時期と40~55 Maの遅い時期であるこ



第5図 収れん型境界のテクトニクスを制御する主要機構の組合せと島弧側応力場・上下運動。(A):強いCoupling boundary効果と弱いSecondary convection効果(第四紀以降の東北日本弧)。(B):弱いCoupling boundary効果とやや強いSecondary convection効果(中・後期中新世の東北日本弧)。(C):弱いCoupling boundary効果と強いSecondary convection効果(前期中新世の東北日本弧)。(D):強いTrench suction効果とsecondary convection効果(40 Ma頃の西南日本弧と日本海の拡大)。点線は上下運動、実線は水平応力を表わす。縦軸は上方が隆起・圧縮、下方が沈降・引張を表わす。目盛は任意。

とを記憶しておこう。

① 強い ii) の効果と弱い iii) の効果が作用する場合 (第四紀の東北日本弧, 第5図 A)

第四紀の東北日本弧は、スラブの傾角が中程度で沈み込み速度が速いため、Secondary convection 又はダイアピールが発生しやすい状況にあると思える。他方、島弧全域が水平圧縮応力場にある状況は、強い Coupling boundary 効果が作用していることを示している。ii) の効果によって、海溝近傍に強い圧縮応力、海溝より 200 km 余り内側を中心とする低応力域 (aseismic zone に相当)、その内側に極大値をもつ広い圧縮応力場が形成される。iii) の効果による引張応力は強い ii) の効果によって打消され、顕在化しない。

海溝から外弧付近にかけては ii) の効果 (スラブによる強い引きずり) によって沈降する。その内側は広い圧縮応力場の下で隆起する。この隆起には iii) の効果 (ダイアピリズム又は Secondary convection の上昇流) も貢献しているのかも知れない。

i) で述べたように、スラブの状態を“標準状態”にあると仮定した場合の圧縮量は 1.3 cm/年となる。一等三角点の解析からは、約 10^{-7} /年の歪速度で、これが島弧幅 500 km の範囲で均質であると仮定すると、短縮量は 5 cm/年となり、かなり少なく見積もられたことになる。従って、東北日本弧下のスラブは“標準状態”より沈み込みにくい状態にあるか、太平洋プレートの運動速度が CHASE (1978 a,b) の見積りより数 cm 大きいのかも知れない。既に述べたように、ハワイ-天皇海山列から求められた太平洋プレートの 2 Ma 以降の平均移動速度は約 14 cm/年で、後者の推定に有利である。また、このように速い沈み込み速度は、スラブに対する粘性抵抗を増加させるとともに、オリビンスピネル転移をして負の浮力を減少させる役割に変えせしめる。(SUNG & BURNS, 1976) ため、前者の推定にとっても有利である。

以上に述べた推論は、ハワイ-天皇海山列から求められた太平洋プレートの移動速度の増加傾向と、東北日本弧において、鮮新世末(?)以降水平圧縮が強まりつつある傾向との見事な対応関係とも調和的である。

② 弱い ii) の効果と強い iii) の効果が作用する場合 (中新世の東北日本弧)

プレート間相互作用が弱く、ii) の効果による圧縮応力も小さい。Coupling が浅所に限られている時、応力の極値を示す位置が①の場合より海溝寄りに移る。強い iii) の効果は海溝より 4 ~ 500 km 内側に極値をもつやや強い引張応力場をつくる。両者の重ね合せによって、海溝近傍に限られた圧縮応力場、外帯付近の弱い極小値、その内側の微弱な極大値、海溝より 4 ~ 500 km 内側のやや顕著な極小値がつくられる。全体的に応力レベルが①の場合より平滑なものとなる。2つの効果の重みの程度によって、内帯側の極小値付近が広い引張応力場となることもあるし、ほとんど現われない事もありうる。

中・後期中新世の東北日本弧第5図 B) では、 σ_{Hmin} が島弧に直交であるのは南部内帯に限られ (TAKEUCHI, 1980)、他地域は全て σ_{Hmin} 又は σ_3 が (NS) ~ NW 方向である (佐藤ら, 1982)。このような状態は iii) の効果すらさほど強いものではなかったことを示している。また、このような応力配置は東北日本南部を中心 (北部フォッサマグナから新潟油田地帯にかけて?) に弱い引張テクトニクスの場合にあり、東北日本弧全体がわずかに南東に張り出す運動を想定すると説明がつく。この張り出し運動はとくに外帯側に島弧と平行に近い引張応力を発生させる。佐藤ら (1982) の提唱する“Outer Tensional Zone”とは、このようにして形成されるもので、プレート間相互作用が極めて弱い収れん型境界の特徴なのであろう。中新世中・後期のかなりの部分を占める 6.5 Ma から 12.5 Ma までの期間では、太平洋プレートの移動速度が“標準速度”よりわずか 1 cm/年だけ遅い。“標準速度”とはプレート間相互作用がゼロに近い状態を意味するから、この点でも妥当な推論と言えよう。

島弧の張出し運動、すなわち海溝の後退は ii) の効果が全く作用しなくなることを意味するわけではない。Coupling zone に与えられる強制変位は、スラブの沈み込み運動と海溝の移度との合ベクトルとして与えられ、このベクトルに陸側に向う水平成分がありさえすればよいのである。

Coupling が弱い場合、ii) の効果による沈降・隆起は①より軽微なものとなる。内帯側では、強い iii) の効果によって発生する引張応力場の下で、沈降が起る。この際、海溝の位置が固定された状態では、引張応力による沈降量はさほど大きくならないと思える。この点でも、海溝のわずかな後退を想定した方が説明しやすい。しかし、東北日本中・北部内帯は既に述べたように、 σ_{Hmin} が (NS) から NW-SE 方向であり、強い引張応力は望めそうにもないし、強い圧縮応力もありそうにない。また、スラブの傾角の増加過程に伴う Wedge 内の圧力低下に沈降の原因を求めようとしても、これを支持するような火山前線の前進はない。むしろ、火山前線は前期中新世のそれより後退している。従って、東北日本弧に関する限り、水平造構力やスラブの傾角の変化によって、女川階の最大海進や船川階の最大沈降を説明しようとする試みを断念しなければならないように思える。

従って、視点を火成活動の盛衰に移そう。門前～台島階は最も火山活動の激しい時期であるのに対し、女川・船川階は粗粒玄武岩の活動がある外は、活動が衰退した時期である。後期中新世末には、脊梁山脈近傍に著しい酸性火山活動がある。火成活動の衰退は、Wedge 内の温度低下のあらわれであり、沈降は Wedge 内マグマ圧の減少と島弧リンスフェアの厚さ増大の結果ではなかろうか。脊梁山脈は当時の火山前線が位置したところであり、より内帯と比較して温度低下が少ない上、ii) の効果による微隆起域に相当するため、大きな沈降から免れたのであろう。後期中新世末の酸成火成活動は、地殻に大量の軽い物質を付加したであろう。これは脊梁山脈をより隆起させるように作用したであろう。このような推論は堆積盆の西への移動をも説明しうるものである。また、既に形成されていた日本海のリンスフェアの冷却に伴う沈降も、ひとつのバックグラウンドとして存在していたであろう。

前期中新世は中・後期中新世に比べ、より ii) の効果が弱く、iii) の効果が強かったようである (第 5 図 C)。天野 (1980) と TAKEUCHI (1980) によれば、脊梁山脈では σ_{Hmin} が島弧に直交していたらしい。ここは前期中新世において、最も火山活動の激しい場所であり、最も早期かつより東側にトラフ状積積盆が発生した所である (北村, 1959)。この時期の火山前線は、存在及び中・後期中新世のそれよりも外側に位置していた。従って、この時期の太平洋プレートの移動速度が“標準速度”より遅いとは言えそうにないことを考慮すると、これらの現象の原因をスラブのより大きな負の浮力に求めざるを得ない。火山前線の位置から、スラブの傾角は 50 度前後で、火山活動域の広がりから、その先端は少なくとも深さ 500 km に達していたであろう。長いスラブは大きな負の浮力を発生させるし、その沈み込み速度は中程度なので、オリビーンズスピネル転移も負の浮力の増加に貢献したであろう。SHIMAZAKI (1974) の計算結果から類推すると、20 Ma 頃三陸沖にあった親潮古陸を説明するためには、Coupling zone が約 30 km 以浅に限られていなければならないことになる。つまり、スラブの傾角の増加は Coupling を弱め、ii) の効果を小さいものにする。大きなスラブの傾角は Secondary Convection をより内側に位置させる。それによって発生した引張応力場は現在の脊梁山脈付近に弱いリフト性トラフを形成するというわけである。このような状態から、スラブの傾角がやや減少しつつ、中期中新世の状態へと移行したのであろう。中新世の東北日本弧は現在の琉球弧によく似ていたようである。

③ 強い iv) の効果と iii) の効果が作用する場合 (古第三紀——日本海形成時, 第 5 図 D)

強い iv) の効果を生み出す海溝の速い後退運動がある場合には、プレート間境界の変位ベクトルの水平成分は海側を向いてしまい、ii) の効果は作用しなくなる。反面、スラブの沈み込み速度はプレートの移動速度と海溝の後退速度との和となるのでかえって増加し、iii) の効果は強まる。二

つの効果の和は、海溝より数百 km 内側に極大値をもつ全域的引張応力場をもたらす。海溝の後退は Wedge 内に質量不足を起すため、全域的に沈降する。特に、海溝近傍はプレート間境界の下向きの強制変位の効果もあって、沈降が著しい。堆積物は全てアセノスフェア内に吸い込まれてしまうので、付加プリズムが形成されない。しかし、このような状態はほんの短期間で終了してしまうのかもしれない。なぜなら、背弧域で rifting が開始すれば状況は一変するからである。大陸プレートから切り離された島弧部は、Wedge 内の柔いアセノスフェアに乗って、後退する海溝に従順に付き従って運動する。このような従順なふるまいをする限り、島弧は造構力から解放され、安定的である。Wedge 内の質量不足は広い範囲に拡散されるため、全域的に微沈降に止まり、海溝近傍の沈降もあまり大きくはならないであろう。

このモデルをもとに、日本海の形成機構を考えてみる。65 Ma 頃から 55 Ma 頃までは、太平洋プレートの移動速度は標準的であるように見える（ただし、推古と神功を基準にすると 11 cm/年）。これに対して、40 Ma 頃までは 4 cm/年とかなり遅くなっている（上田・小泉, 1979: JARRARD & CLAGUE (1977) に深深堀削 Leg 55 の結果を加えたもの）。前者は“標準速度”より速く、島弧は圧縮されていたであろう。後者は“標準速度”よりかなり小さいので、縁海形成には都合がよい。また、42 Ma 頃は太平洋プレートの運動方向に大変換があった時である。変換前には太平洋プレートは西南日本にほぼ直交して沈み込んでいて、変換後はかなり斜交するようになったはずである。これに伴って、海溝に直交する成分のプレートの速度は 2~3 cm/年となる。この値は“標準速度”より 4~5 cm/年も遅く、速やかな海溝の後退とそれに伴う縁海の形成があったに相違ない。仮に、SOLOMON *et al.* (1977) と JURDY (1978) によって計算された 55 Ma 前のユーラシアプレートの移動速度を用いて(1)式から日本海の拡大速度を求めると、2~6 cm/年となり、約 10 Ma で拡大し終わったことになる。OTSUKI & EHIRO (1978) は日本海の拡大時期を 30~50 Ma の間としたが、地質学的資料に基づくこの推定ともよく一致する。なお、WATANABE *et al.* (1977) が示した縁海の年令と熱流量・ホモ面深度・基盤深度などの関係も、日本海形成時を 40 Ma 程度にすると全体の傾向と調和的になることを付言しておく。

九州北・西部と中国地方西部の古第三系や四国北部の久万層群などは、日本海拡大時にほぼ対応する地層である。これらは南に移動しつつあった島弧上において、安定的微沈降の下で、拡大前に形成されていた地形の起伏を埋めるようにして堆積したのでであろう。四万十帯のオリストストロームの発生が古第三紀末~中新世初期に顕著であるとする（加藤高政氏によると、九州四万十帯はその可能性があるという）、この現象は海溝の後退と縁海の拡大が停止し、プレート間の Coupling 強化とともに、大陸斜面付近での圧縮応力と海底面の勾配の増加があったことを示しているのかもしれない。

この小論ではプレート間境界と大陸側リソスフェア底面の境界条件、及びこれらを外から規制する要因としてのプレートの移動速度を重視し、収れん型境界のテクトニックモデルを展開した。具体的な島弧のテクトニクスについては、先ず“標準状態”の概念を導入してプレートの移動速度が及ぼす影響を評価し、次に個々の島弧下の過程の“個性”を検討した。これは収れん型境界付近の力学系がプレート全体としての系にも支配されていて、スラブの状態と島弧上での現象に一对一の対応が必ずしも成立しないという自明な認識に基づいている。その結果、東北日本弧の発達史についても、スラブの性状を重視した他のモデルとは大変異った結論に達した。

グリーンタフ発生期の応力場の問題、中・後期中新世の内帯側の沈降と脊梁山地の隆起機構の問題、小論では全く触れなかったが、“出羽変動”もからんだ中新世末から鮮新世の応力場の問題等々、今後解明されなければならない問題が数多い。1960 年頃に一段落した新生代東北日本弧のテクトニクスを新しい目で再検討する必要に迫られている。

文 献

- 天野一男, 1980: 奥羽脊梁山脈宮城・山形県境地域の地質学的研究. 東北大地古研邦報, 81号, 1—56.
- CHASE, C.G., 1978 a: Plate kinematics: The Americas, East Africa, and the rest of the world. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37, 355—368.
- , 1978 b: Extention behind island arcs and motions relative to hot spots. *J. Geophys. Res.*, 83, 5385—5387.
- DAVIES, G.F., 1977: Viscous mantle flow under moving lithospheric plates and under subduction zones. *Geophys. J.*, 49, 557—563.
- ELSASSER, W.M., 1971: Sea-floor spreading as thermal convection. *J. Geophys. Res.*, 76, 1101—1112.
- GORDON, R.G., COX, A. and HARTER C.E., Absolute motion of an individual plate estimated from its ridge and trench boundaries. *Nature*, 274, 752—755.
- HASEBE, K., FUJII, N. and UYEDA, S., 1970: Thermal processes under island arcs. *Tectonophysics*, 10, 335—355.
- IDA, Y., 1978: Oceanic crust in the dynamics of plate motion and back-arc spreading. *J. phys. Earth*, 26 (suppl.), S55—S67.
- JACKSON, E.D., 1976: Linear volcanic chains on the pacific plate. *Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr.*, 19, 319—335.
- JARRAD, R.D. and CLAGUE, D.A., 1977: Implications of Pacific island and sea mount ages for the origin of volcanic chains. *Rev. Geophys. and Space phys.*, 15, 57—76.
- JURDY, D.M., 1978: An alternative model for early Tertiary absolute plate motions. *Geology*, 6, 469—472.
- 金森博雄, 1972: 巨大地震と島弧—アラスカからマリアナまで—. 科学, 42, 203—211.
- KANAMORI, H., 1977: Seismic and slip along subduction zones and their tectonic implications. In M. TALWANI and W.C. PITMAN III eds.: *Island Arcs Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*. Amer. Geophys. Union, 163—174.
- KARIG, D.E., 1971: Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 76, 2542—2561.
- 北村 信, 1959: 東北地方における第三紀造山運動について—(奥羽脊梁山脈を中心として)—. 東北大地古研邦報, 第49号, 1—98.
- KLAUS, H.J., NAKAMURA, K. and DAVIES, J.N., 1977: Trench-volcano gap along the Alaska-Aleutian arc: Facts and speculations on the role of terrigenous sediments for subduction. In M. TALWANI & W.C. PITMAN III eds.: *Island Arcs Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*. Amer. Geophys. Union, 243—258.
- 小林和男, 1979: サブダクションと島弧の隆起・沈降. 月刊地球, 1, 845—854.
- ・佐藤任弘, 1979: 海洋大陸境界部の構造と発達(I), 地球科学(岩波講座) 11, 変動する地球II—海洋底—, 175—252.
- 小林洋二, 1979 a: 西南日本内帯における新第三紀後半の岩脈群と広域応力場. 火山, 第2集, 24, 153—168.
- , 1979 b: 西南日本における中新世前中期の岩脈群と広域応力場. 火山, 第2集, 24, 203—212.
- 桑原 徹, 1982, 東北日本弧外側地域の東西性～北西—南東性水平圧縮場を示す中新世横ずれ断層系—東北日本弧の中新世断層系とテクトニック応力場—・構造研究会誌, 27号(本誌).
- McKENZIE, D P., 1969: Speculations on the consequences and causes of plate motions. *Geophys. J.*, 18, 1—32.
- NAKAMURA, K. and UYEDA, S., 1980: Stress gradient in arc-back arc regions and plate subdu-

- ction. *J. Geophys. Res.*, **85**, 6419 -- 6428 .
- NIITSUMA, N., 1978 : Magnetic stratigraphy of the Japanese Neogene and the development of the island arcs of Japan. *J. phys. Earth*, **26** (suppl.), S367--378.
- 新妻信明, 1979 : 東北日本弧の地質構造発達——プレートの沈み込み過程をさぐる——. *科学*, **49**, 36—43 .
- 大槻憲四郎・天野一男, 1979 : 東北日本における島弧変動と応力場に関する一考察. 総研〔島弧変動〕研究報告, No.1, 59—62 .
- OTSUKI, K. and EHIRO, M., 1978 : Major strike-slip faults and their bearing on spreading in the Japan sea. *J. phys. Earth*, **26** (suppl.), S537—S555 .
- OXBURGH, E.R. and TURCOTTE, 1971 : Origin of paired metamorphic belts and crustal dilation in island arc regions. *J. Geophys. Res.*, **76**, 1315—1327 .
- 佐藤比呂志・大槻憲四郎・天野一男, 1982 : 東北日本弧における中新世以降の広域応力場変遷. 構造研究会誌, 27号(本誌).
- SHIMAZAKI, K., 1974 : Pre-seismic crustal deformation caused by an underthrusting oceanic plate in eastern Hokkaido. *phys. Earth. Planet. Interiors*, **8**, 148—157 .
- SLEEP, N.H. and TOKSÖZ, M.N., 1971 : Evolution of marginal basins. *Nature*, **233**, 548—550 .
- SOLOMON, S.C., SLEEP, N.H. and JURDY, D.M., 1977 : Mechanical models for absolute plate motions in early Tertiary. *J. Geophys. Res.* **82**, 203—212 .
- SUNG, C.M. and BURNS, R.G., 1976 : Kinetics of high-pressure phase transformations : implications to the evolution of the olivine → spinel transition in the downgoing lithosphere and its consequences on the dynamics of the mantle. *Tectonophysics*, **31**, 1—32 .
- TAKEUCHI, A., 1980 : Tertiary stress field and tectonic development of southern part of northeast Honshu Arc, Japan. *J. Geosci. Osaka City Univ.*, **23**, 1—64 .
- 竹内 章, 1981 : 広域応力場の変遷と堆積盆のテクトニクス. *地質学雑誌*, **87**, 737—751 .
- TOKSÖZ, M.N. and HSUI, A.T., 1980 : Numerical studies of back-arc convection and the formation of marginal basins. In M.N. TOKSÖZ *et al.* eds. : *Oceanic ridges and Arcs, Geodynamic Processes*. Elsevier, 457—476 .
- TORIUMI, M., 1978 : Flow under the island arc of Japan and lateral variation of magma chemistry of island arc volcanoes. *J. phys. Earth*, **26** (suppl.), S423—S435 .
- 上田誠也, D. FORSYTH, 1975 : プレートテクトニクスの原動力. *科学*, **45**, 66—74 .
- 上田誠也・金森博雄, 1978 : 海洋プレートの沈み込みと縁海の形成. *科学*, **48**, 91—102 .
- 上田誠也・小泉 格, 1979 : 海洋プレートの絶対運動, *地球科学(岩波講座)* **11**, 変動する地球Ⅱ—海洋底—, 49—114 .
- YAMASHINA, K., SHIMAZAKI, K. and KATO, T., 1978 : Aseismic belt along the frontal arc and plate subduction in Japan. *J. phys. Earth*, **26** (suppl.), S447—S458 .
- WATANABE, T., LANGSETH, M.G. and ANDERSON, R.N., 1977 : Heat flow in back-arc basins of the western Pacific. In M. TALWANI & W.C. PITMAN III eds. : *Island Arcs Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*. Amer. Geophys. Union, 137—161 .