

特集 「惑星地球の形成と進化」

テクトスフェアの形成と安定性

並木敦子¹、小河正基²

およそ20億年以上古い始生代から原生代初期に形成された大陸地殻の下にはテクトスフェアと呼ばれる厚いリソスフェアが特徴的に存在する事が知られている。このテクトスフェアは、初期地球における火成活動により生成された玄武岩の抜けた搾りかす的な組成のカンラン岩からできていると考えられている。しかし、テクトスフェアがどのようにして形成されたのか、なぜ20億年より古い大陸の下にしかテクトスフェアが存在しないのか、なぜ20億年以上も昔に出来た構造が現在まで残っているのかは明らかではない。ここでは、テクトスフェアについての観測から得られる情報とこれらに関する筆者

らの考えを紹介する。

1. 観測による存在の提唱

Jordan[1] は古い大陸地域では、ScSの地震波の到着時刻が地球の標準的な地震波速度構造から予想される時刻より5秒程度早いことから、古い大陸地殻の下のリソスフェアでは地震波速度は標準的な値より大きいことを推定した。さらに、この5秒という食い違いがかなり大きいことから、速い地震波速度を示すリソスフェアの厚さが少なくとも400km、深ければ700kmに達すると推測し、この構造をテクト

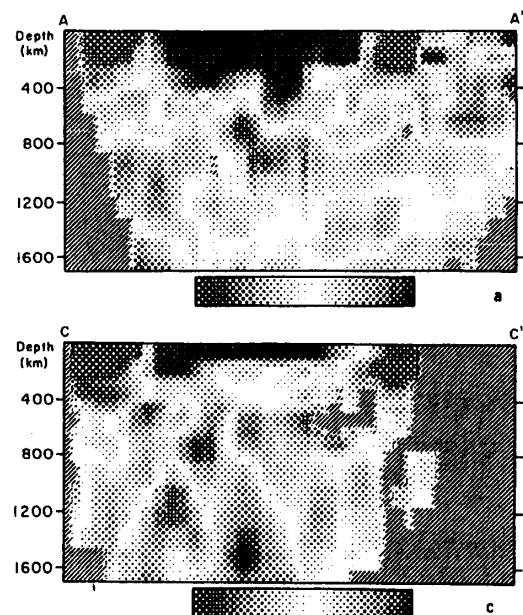
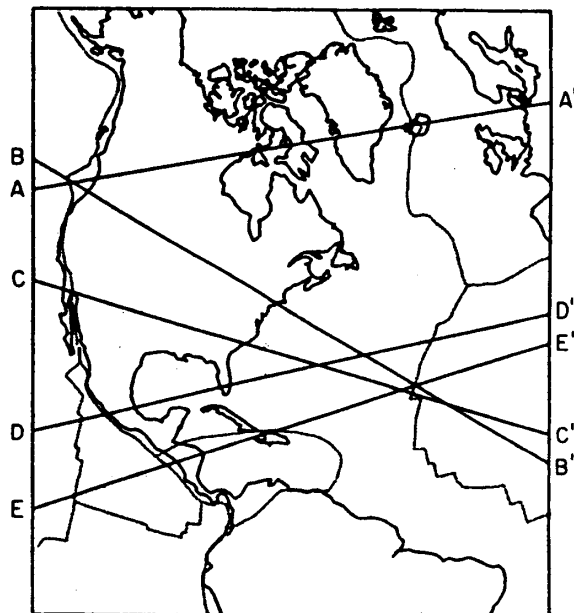


図1(a) (b)で示す鉛直断面の位置。(b) 地震波速不均質性の鉛直断面図。色の濃い部分が地震波速度が速いことを示す。A-A'の下に厚さおよそ300km程度の地震波速度の速い層があることがわかる。一方C-C'の下にはこの厚い層は見られない。

¹東京大学理学部, ²東京大学教養学部

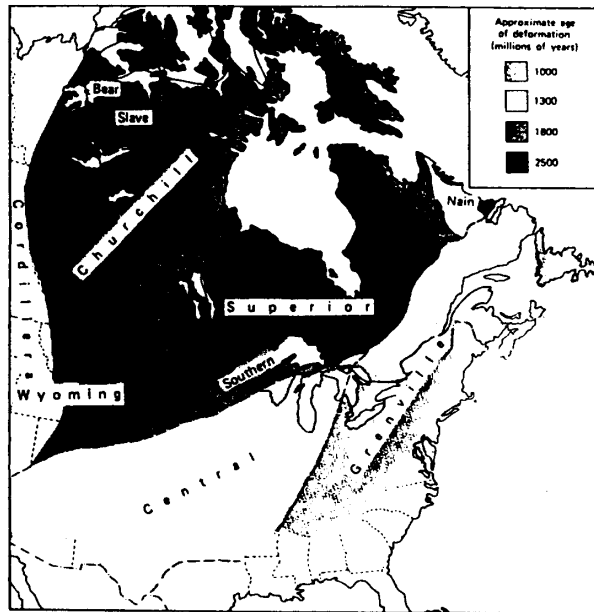


図1(c)この付近の地質年代を示す。下におよそ300km程度の地震波速度の速い層がある地域は地質年代がおおよそ20億年以上古いことがわかる。[4]による

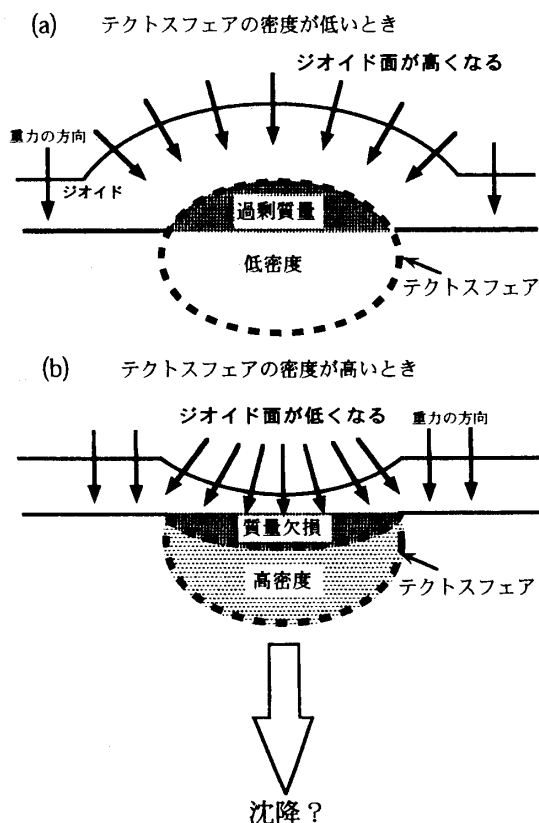


図2 (a) テクトスフェアの密度が低ければ、地表が盛り上がる事が期待される。この盛り上がった部分は質量過剰となりその上でジオイドは上がる。(b) テクトスフェアの密度が高い場合、逆に質量欠損が起こりジオイドは下がる。

スフェアと呼んだ。地震波速度が大きいことからテクトスフェアは周囲のマントルと比較して温度が低く熱収縮のため負の浮力をもっていると考えられる。しかし実際にはマントル中に数十億年の間浮いていることから、化学組成的な違いに起因する正の浮力を持っていると推測された。マントル物質であるカンラン岩が組成的に低い密度を持つ過程としてもっとも自然なものは、火成活動によりカンラン岩から玄武岩的な組成を抜くというものである。そこでJordan[2]はテクトスフェアが玄武岩的な成分に枯渇していると推定した。また、テクトスフェアが周囲のマントルよりも低い温度分布を持つことからテクトスフェアは周りのマントルよりかなり固いと推定される。この固いテクトスフェアが組成的な正の浮力のため、古い大陸はテクトスフェアとして安定化し、大陸塊となっているとJordan[3]は推定した。

Jordanの時代には地震波データが質、量共に不十分であったため、このテクトスフェアの仮説を疑う人が多かった。しかし、その後地震波データの質、量は著しく向上した。この新しいデータからGrand[4,5]は地震波トモグラフィーにより、北米大陸からユーラシア大陸の西側及びアフリカ大陸までを含む地域における上部マントル3次元地震波速度構造を調べ、およそ20億年より古い大陸の下にはテクトスフェアが存在し、その厚さは300kmから400kmに達する事を明らかにした。図1に北米大陸の例を示す。また、Su et al.[6]は全マントルの3次元地震波速度構造を調べ、同様の結果を得た。

テクトスフェアを構成する岩石の組成については、Boyd [7] がキンバーライト中のゼノリスの化学分析を行い、大陸地域のカンラン岩は海洋地域で産出されたカンラン岩と比較して明らかに $Mg/(Mg+Fe)$ が高いことを示した。このことから、テクトスフェアを構成する岩石は、Jordan[2]のモデルで考えられたように玄武岩的な成分に枯渇した密度の低いカンラン岩であると推定した。

もし、本当にテクトスフェアが密度の低い岩石でできているとすると、その浮力とテクトスフェアの固さのため、テクトスフェア全体が浮き上がり、その上の地表面は盛り上がり、この盛り上がった部分(過剰質量)による引力のため、図2(a)に示したようにテクトスフェアの上ではジオイドは高くなりそうに思われる。しかし実際に観測されているジオイドは図3(8)に示すように古い大陸、つまりテクトスフェアの上で低い。ジオイドが低いことだけを説明するためなら、図2(b)に模式的に示した様に、テクトスフェアが低い温度のため周囲のマントルよりも高い密度を持ち、その熱的な負の浮力によってテクトスフェアの上の地面は沈降していると考えた方が都合がよい。しかし、テクトスフェアがその下のマントルよりも重ければ、20億年もの間にはテクトスフェアはマントルの中を沈んでいってしまいそうなものである。どのような密度分布であれば、20億年以上の間テクトスフェアが安定に存在し続けしかもその上のジオイドは低くなるかという問題は、決して自明のものではない。

この問題に答えるため、Forte et al. [9]は地球を海洋地域と大陸地域に分けて、それぞれの地域について観測されたジオイドの高さと地震波トモグラフィーから明らかにされるマントルの3次元地震波構造

から推定されるジオイドとを比較した。一般にマントルの3次元地震波速度構造からジオイドの高さを推定する際には、まず、トモグラフィーにより明らかにされる地震波速度の標準値からのずれ dV に適切な係数を掛けてマントルにおける温度の揺らぎ dT を見積もる。この dT に熱膨張率を掛けてマントルにおける密度の標準値からの揺らぎを見積もり、この密度の揺らぎによって生ずるマントル対流のパターンを計算し、この対流の結果、地表面がどの程度隆起・沈降するかを見積もり、この隆起・沈降とマントルにおける密度揺らぎから生ずるジオイド高を計算するという手順を踏む。この見積もり方は、密度が温度のみに依存する場合はよいが、テクトスフェアの問題のように、密度が温度と化学組成の両方に依存する場合には問題がある。そこで Forte et al. [9]は、 dV から密度への変換係数($d\ln\rho/d\ln V$)を仮定するのではなくフリーパラメーターとして扱い、大陸と海洋それぞれに対して実際のジオイドと3次元地震波構造から推定したジオイドが一致するようにこの変換係数を深さの関数として最小二乗法により求めた。図4にこの結果を示す。ここから、大陸の下ではおよそ300kmを境に変換係数の符号が逆転することがわかる。これは、300kmまでの深さでは dV が大きいほど $d\rho$ は増え重くなるが、300kmより深いと

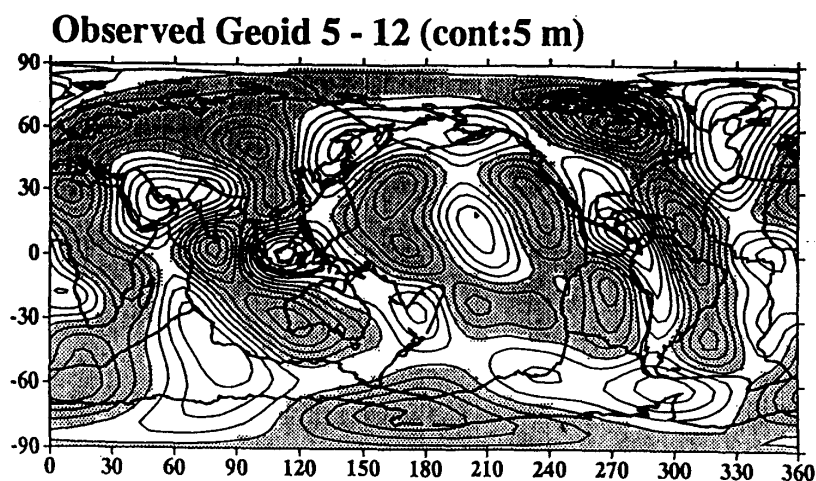


図3 観測されるジオイドの次数 $l = 5-12$ の成分。等高線の間隔は5m。[8]による。

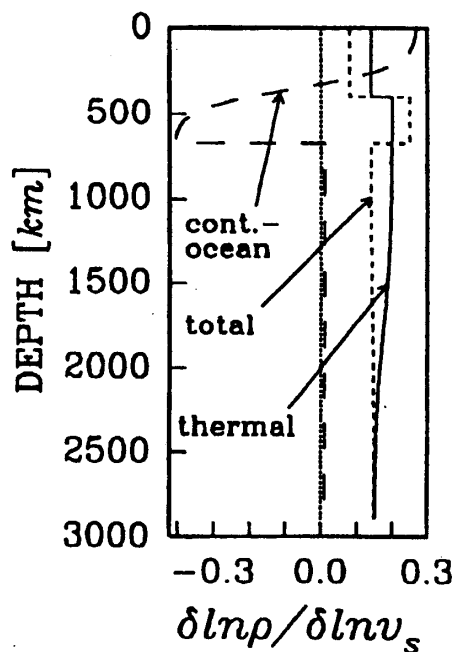


図4 トモグラフィーから推定されるジオイドと実際のジオイドとが合うように、最小二乗法から求められた地震波速度から密度への変換係数。点線が全地球、破線が大陸、実線が海洋地域を示す。大陸において、地表からおよそ300kmまでは変換係数が正で300-700kmでは負になることがわかる。[9]による。

ここでは dV_s が大きいほど dp は減少することを示している。図1(b)と見比べれば、大陸の下の上部マントルにおいて300kmまでの深さではテクトスフェアは周囲のマントルより重い、より深いところでは軽くなることを示している。この現象をテクトスフェアの密度に対する組成と温度の効果から見れば、300kmよりも深い地域では周囲のマントルと温度差が少ないため組成的に軽い、浅い地域では温度収縮の影響が顕著であるために重くなっていると解釈できる。Forte et al. [9]はテクトスフェアの浮力は全体として300kmより深いところと浅いところの釣り合いのため非常に小さいと推定した。ただし、Forte et al. [9]の結果では大陸の下は深さ700kmまでの上部マントル全体で周りと化学組成が異なることになっておりテクトスフェアの厚さ300km程度というトモグラフィーの結果と完全に整合的になっていない。

以上述べたように、観測からはテクトスフェアと

はおよそ20億年以上古い大陸の下に特徴的に存在する玄武岩成分に枯渇した組成を持つ岩石からなる層であるということがわかっている。

2. テクトスフェアの形成過程

テクトスフェアにおける玄武岩的成分に枯渇した岩石は、平均的なマントル物質(例えばパイロライト)から火成活動によってマグマを抜いてやることによって岩石学的には作れるが、問題はいかにしてこのような大量の「搾りかす」岩石を作りしかもそれを大陸の下に分布させるか、すなわち、いかにして上部マントルを化学的に成層させるかということである。現在の地球で最も活発な火成活動は海嶺における活動であるが、この海嶺での火成活動ですらマントルにこのような化学成層を作ることはできないことがマントル対流の数値シミュレーションから明らかになってきている [10]。中期原生代以降の大陸の下にテクトスフェアが存在しないことから見ても現在我々が知っているような火成活動ではテクトスフェアは形成されないと考えるのが妥当と思われる。およそ20億年以上前の地球と現在の地球ではいったい何が違ったのであろうか。

20億年以上前と現在のマントルの違いとして確かなのは、20億年以上前の方が現在よりマントルにおける放射性元素の量がかなり多かったことと、少なくとも100℃はマントルの平均温度が高かったこと [11]であろう。マントルにおける火成活動の強さは、マントルの平均温度が100℃変わっただけでも非常に大きく変化する [12]。

Kameyama et al. [13]はこの今より活発だったと思われる火成活動がマントルの熱・化学的状态にどのような影響を及ぼすかを明らかにすることを目的とし、上部マントルにおける火成活動マントル対流結合系の数値シミュレーションを行った。図5にその結果のスナップショットを示す。ここで (a)温度, (b)

内部熱源, (c)組成, (d)マグマの分布をそれぞれ示している。数字は計算を始めてからの実時間 (Gyr)を表す。初期 ($t=0.63$ Gyr) の放射性元素による内部加熱が強かった頃には活発な火成活動が起き(図5(d)参照), この火成活動のため, 大量の搾りかす物質とマグマ生成物である玄武岩的物質が生産される。搾りかす的な物質は軽いため上部マンツルの浅いところに分布し玄武岩的物質は重いため上部マンツル深部に分布し, 化学成層が発達する様子が図5(c)からわかる。この化学成層のためマンツル対流はかなり押さえられ, 上部マンツル深部に放射性元素の壊変によって生じた熱が溜まるため深部の温度はマンツル物質のソリダス付近まで高温になっている様子が図5(a)から読みとれる。この熱・化学的状态は経過時刻1.21Gyrの時点でも存続している。このころまでは火成活動も活発に起こっていた。しかし, この化

学成層は時刻1.4Gyr頃に突然崩壊する。これ以降マンツル対流は熱対流として活発に起き, その攪拌のため上部マンツルは化学的により均一となる。上部マンツルの平均温度は, 1.4Gyrでの変動の際に一気に 100°C から 200°C 下がり以降は比較的低温の状态が続き現在に至る。この化学的に均質で比較的低温で熱対流が活発に起こっている上部マンツルのモデルは, 現在の地球の上部マンツルの状態と基本的に同じものである。この数値モデルは, ある程度放射性元素による加熱が強いと, 上部マンツルの熱・化学的状态は, 現在の状態とドラスティックに違ったものになってしまうことを示唆している。

Ogawa (投稿中) は, この亀山らの数値モデルにおける熱・化学的状态のドラスティックな遷移は火成活動マンツル対流結合系という力学系における分岐現象に対応していることを示した。すなわち, マン

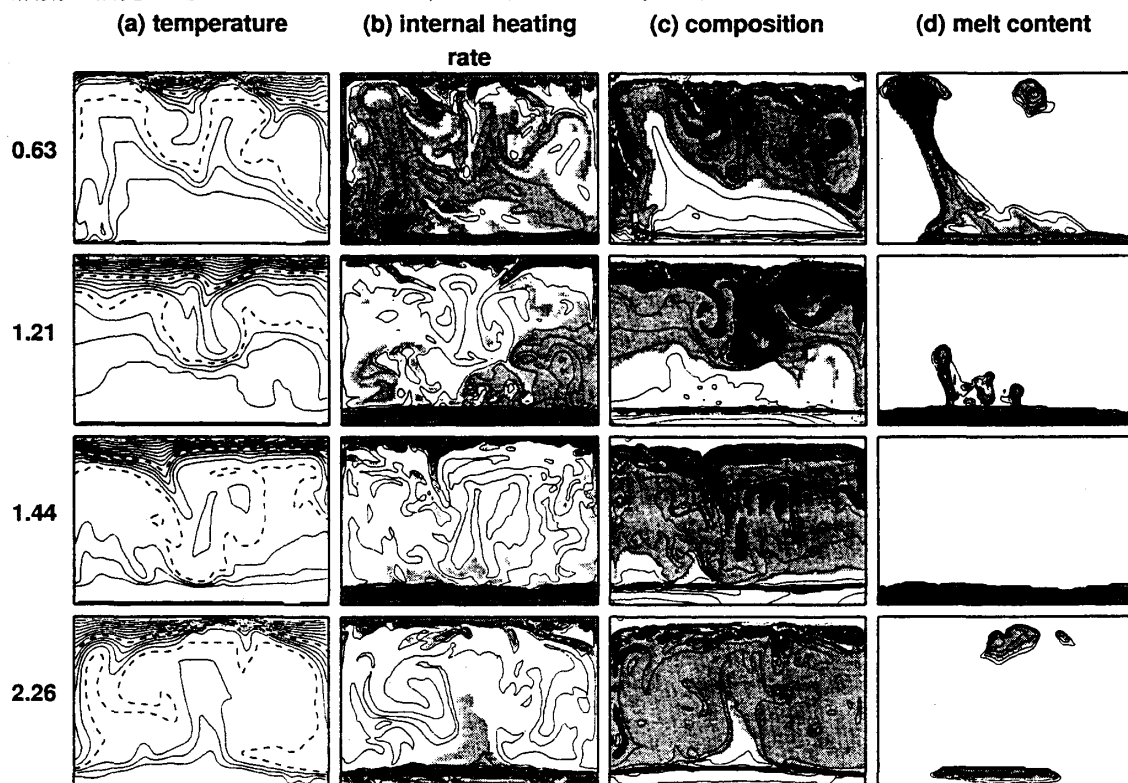


図5 [13]により得られた地球の熱史のスナップショット。数字は計算を始めてからの実時間を示す。単位は10億年。(a)温度分布を示す。等温度線の間隔は 100°C , 破線は 1000°C , 1500°C を示す。(b)内部熱源の分布を示す。等密度線の間隔は $3.1 \times 10^{-7} \text{W/m}^3$ 。発熱量が $1.4 \times 10^{-7} \sim 4.7 \times 10^{-7} \text{W/m}^3$ の地域に薄い影, $1.4 \times 10^{-7} \text{W/m}^3$ 以上の地域には濃い影が付いている。(c)組成分布を示す。玄武岩成分と搾りかす成分の2成分系で玄武岩成分が0.1, 搾りかす成分が1.0で示される。等組成線の間隔は0.05。搾りかす成分が0.68-0.8の地域に薄い影, 0.8以上の地域に濃い影が付いている。(d)岩石の解けている割合を示す。曲線の間隔は2%。解けている割合が5-20%の地域に薄い影, 20%以上の地域に濃い影が付いている。

トルでの内部加熱がある程度以上強いと化学的に均質で熱対流としてのマントル対流が活発に起きるといふ現在の上部マントルの状態は不安定になり、その代わりに、火成活動が活発に起き上部マントルは化学的に成層しマントル対流は押さえられ深部は高温になるという現在とは別の枝に属する状態が実現されること、従って亀山らの数値モデルに見られるドラスティックな変化はある種の相転移として理解されることを示した。

この相転移という考え方を使えば、およそ20億年より古い大陸の下にのみテクトスフェアが存在するという観測をうまく説明できる。すなわち、20億年以上前の上部マントルは火成活動が活発で化学的に成層したマントルという枝に属しており、およそ20

億年前に地球は化学的に均質で熱対流が活発に起こるといふ枝に「相転移」した。そして、テクトスフェアとは、20億年以上前の状態の名残であるといふように理解される。

3. テクトスフェアの安定性

2節で述べた上部マントル進化の数値モデルには、なぜ20億年以上も昔の上部マントルの名残としてのテクトスフェアが現在まで残っているのかという問題がある。亀山らのモデルでは、化学成層は「相転移」の際に完全に崩壊しておりこのままではテクトスフェアの存在を説明したとはいえない。この、なぜテクトスフェアが20億年以上も存在し続け

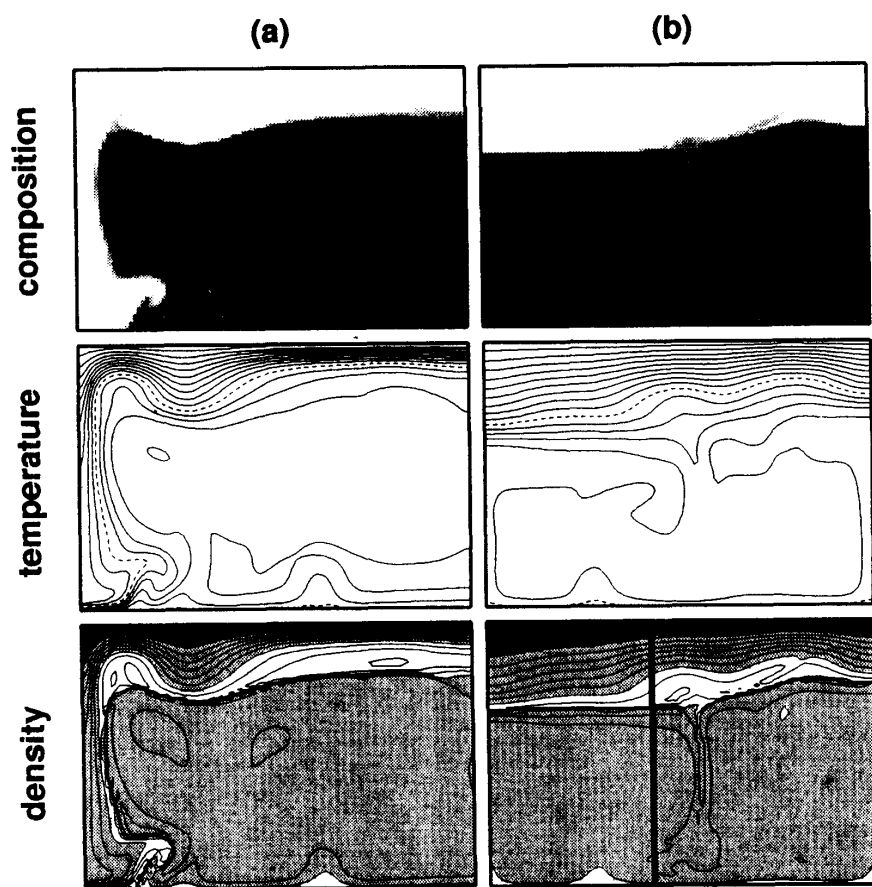


図6 テクトスフェアの数値モデル。組成の図で、黒が初生的カンラン岩、白が搾りかす的成分を示す。温度分布では等温度線の間隔は100℃、破線は1000℃、1500℃を示す。密度分布では等密度線の間隔が0.01 g/cm³、3.28-3.34 g/cm³の地域に薄い影、3.34 g/cm³以上の地域には濃い影が付いている。(a) 粘性率の温度依存性が弱い場合。表面の冷たく重い層はコールドブリュームとなり、テクトスフェアを崩壊させる。(b) 粘性率の温度依存性が強い場合。表面の冷たく重い層は十分に堅く、搾りかすの層は安定に存在できる。

ていられるかという問題には、二つの側面がある。一つは、テクトスフェアはプレート運動のため大陸と一緒に地球の内部を動き回っているわけであるが、どうしてこの運動の際に化学成層が壊れずにいられるのかであり、もう一つは、Forte et al. [9]により示唆されるように、テクトスフェアの中は上が重く下が軽いという重力的に不安定な成層をしているのになぜこの成層がひっくり返らずにいられるかというものである。もちろん、この二つの問題の可能なひとつの答えはテクトスフェアが非常に固いからだというものであるが、この答えには、厚さが300km以上もありその深部では例えばマントル物質のクリープが無視できるほどまで温度が低い(例えば800°C)わけでもないテクトスフェアがそんなに固いかという問題がある。つまり、どのような条件でこの一見不安定な成層が安定化されるかを明らかにする必要がある。

並木[14]は、マントル対流を粘性率が温度に強く依存する粘性流体の2次元鉛直熱対流でモデル化

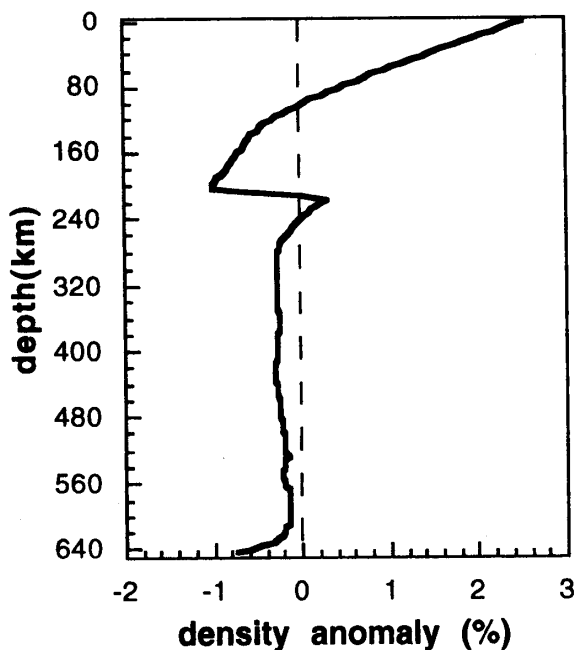


図7 図6(b)の密度において直線で示した位置の密度部分を深さに対してプロットした図。Forte et al.[9]によって示された密度分布と定性的に一致する。

し、粘性率の温度依存性の強さをいろいろ変えてテクトスフェアがどのような条件下でその熱的な負の浮力にも関わらず地表面近くに存在していられるかを数値シミュレーションにより調べた。この計算では、テクトスフェアは上部マントルの最上部に存在する厚さ200kmの搾りかす的な組成の物質の層としてモデル化されている。この搾りかす的な物質と初生的マントル物質との化学組成による密度差は50kg/m³とする。粘性率の温度依存性が十分強くない場合、テクトスフェアはその熱的な負の浮力のため重力的に不安定となりコールドブリュームとして沈んでいくことが図6(a)から解る。一方、粘性率がある程度以上強く温度に依存させると、テクトスフェアが安定化することが図6(b)から解る。この安定・不安定の境は、Ogawa et al.[15]による粘性率が温度に強く依存する流体の熱対流におけるstagnant lid mode・whole layer modeの分岐に対応する。温度依存性がある程度以上強いと、対流パターンは地表面付近に堅い流体の蓋ができ対流はこの蓋の下でのみ起きるstagnant lid modelになるが、温度依存性が弱いとこのような蓋は形成されず地表面付近まで含めて全ての流体が対流運動を起こすwhole layer modeとなる。この2つの対流パターンの間の遷移は不連続で相転移的に起こる。図6はこの堅い流体の蓋ができるかどうかはテクトスフェアの安定性にとって重要であることを示している。

さらに、図6(b)の密度分布において、直線で示した部分を深さに対してプロットした図7を見ると、テクトスフェア内の密度が、浅いところでテクトスフェアの下の平均的マントルよりも高く、深いところで低く、テクトスフェア全体の平均として下のマントルより高いという分布をしていることが解る。この分布はForte et al.[9]によって示された密度分布と定性的に一致する。すなわち、粘性率の温度依存性が上に述べた数値より強いと、テクトスフェアは全体として下のマントルより重くても、対流不安定

を起こさずに安定に存在していられることが図から推察される。

このように、粘性率の温度依存性を強くすることでテクトスフェアの局所的な安定性は説明できる。しかし実際のマントルは対流し、プレート運動に従って大陸も移動している。テクトスフェアが20億年もの長い間一つのブロックとして大陸と共に運動を続けて来られた理由はいまだ不明である。テクトスフェアを完全に理解するためにはプレート運動を再現できるマントル対流の数値モデルを構築することが必要である。

参考文献

- [1] Jordan, T.H., 1975: Lateral Heterogeneity and Mantle Dynamics. *Nature* **257**, 745-750.
- [2] Jordan, T.H., 1978: Composition and Development of the Continental Tectosphere. *Nature* **274**, 544-548.
- [3] Jordan, T.H., 1975: The Continental Tectosphere. *Rev. Geophys. Space Phys.* **13**, 1-12.
- [4] Grand, S.P., 1987: Tomographic Inversion for Shear Velocity Beneath the North American Plate. *J. Geophys. Res.* **92**, 14065-14090.
- [5] Grand, S.P., 1994: Mantle Shear Structure beneath the Americas and Surrounding Oceans. *J. Geophys. Res.* **99**, 11591-11621.
- [6] Su, W., Woodward, R.L., and Dziewonski, A.M., 1994: Degree 12 Model of Shear Velocity Heterogeneity in the Mantle. *J. Geophys. Res.* **99**, 6945-6980.
- [7] Boyd, F.R., 1989: Compositional Distinction between Oceanic and Cratonic Lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* **96**, 15-26.
- [8] 木戸 元之 1996: 低中次ジオイドからわかる地球内部粘性・密度構造. 東京大学大学院理学研究科地球惑星物理学専攻博士論文.
- [9] Forte, A.M., Dziewonski, A.M., and O'Connell, R.J., 1995: Thermal and Chemical Heterogeneity in the Mantle : a Seismic and Geodynamic Study of Continental Roots. *Phys. Earth Planet. Inter.* **92**, 45-55.
- [10] Christensen, U.R., and Hofmann, A.W., 1994: Segregation of Subducted Oceanic Crust in the Convectiong mantle. *J. Geophys. Res.* **99**, 19867-19884.
- [11] Ohta, H., Maruyama, S., Takahashi, E., Watanabe, Y., and Kato, Y., 1996: Field Occurrence, Geochemistry and Petrogenesis of the Archean Mid-Oceanic Ridge Basalts (AMORBS) of the Cleaverville Area, Pilbara Craton, Western Australia. *Lithos.* in press
- [12] White, R., and MacKenzie, D., 1989: Magmatism at Rift Zones: the Generation of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts. *J. Geophys. Res.* **94** , 7685-7729.
- [13] Kameyama, M., Fujimoto, H., and Ogawa. M., 1996 : A Thermo-Chemical Regime in the Upper Mantle in the Early Earth Inferred from a numerical Model of Magma-Migration in a Convecting Upper Mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.* **94**, 187-217.
- [14] 並木 敦子, 1996 : 地球惑星科学関連学会
- [15] Ogawa, M., Shubert, G., and Zebib, A.,1991: Numerical Simulations of Three-Dimensional Thermal Convection System in a Fluid with Strongly Temperature-Dependent Viscosity . *J. Fluid Mec.* **233**, 299-328.