

## 第II部 各論

### 第1章 既存データ解析

#### 1-1 収集データの概要

##### 1-1-1 学術文献および研究・調査資料

平成12年度に実施された資源開発協力基礎調査プロジェクト選定調査および本調査で収集し、報告書作成のために参照した文献および資料を、「参考文献および資料」として掲載する。

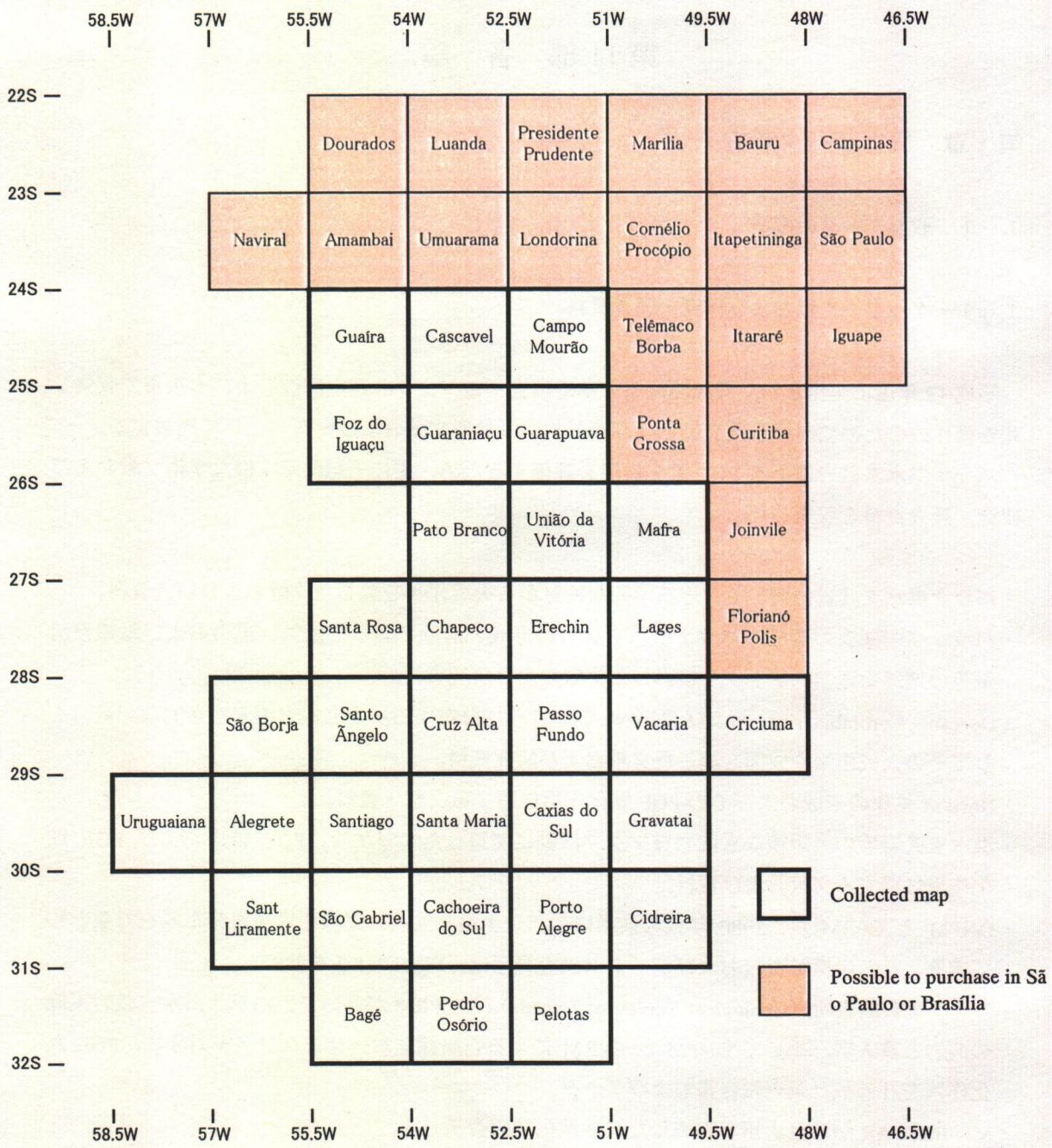
パラナ洪水玄武岩によるPGE 鉱化作用を評価するため、主に下記に示す様な学術文献および研究・調査資料を収集した。

- ・パラナ洪水玄武岩に関して、岩石学的な検討から火成作用を論じた文献および研究資料。
- ・パラナベズンの形成やパラナ洪水玄武岩の形成・活動に関して磁気、重力および地殻熱流量等の地球物理学的データを検討した文献および研究資料。
- ・Deccan、Corombia river および Noril'sk 等の世界に分布する洪水玄武岩の岩石学的な記載、そしてその火成作用や成因を論じた文献および研究資料。
- ・Noril'sk 鉱床の形成およびそのPGE 鉱化作用に関する文献・資料。
- ・洪水玄武岩等の大規模な玄武岩質マグマ活動に関連したニッケル、PGE 鉱床およびPGE 鉱化作用に関する文献および資料。
- ・DNPM と CPRM が、1980年代の前半に、パラナ洪水玄武岩東縁の堆積岩分布域を対象として実施した石炭探鉱資料およびデータ（調査範囲は、Fig.II-1-1-2を参照）。
- ・カナダ地質調査所（Geological Survey of Canada）と CPRM が共同で、パラナ洪水玄武岩東縁の溶岩と貫入岩、そして DNPM と CPRM による石炭探鉱ボーリングコアを対象に、PGE 鉱化作用を評価した調査報告書およびデータ。
- ・MINEROPAR がパラナ州で実施した沢砂地化学探査データ。

##### 1-1-2 地形図

Fig. II-1-1-1 に、本調査地域を網羅する縮尺1/50万地形図のインデックス・マップを示す。

ブラジルでは、陸軍が地形図を管理している。調査地域の地形図は、Porto Alegre、São Paulo、Brasília に所在する陸軍事務所管理されており、すべてをそろえるためには3カ所の陸軍事務所に行く必要がある。



**Fig. II-1-1-1** Index map of the topographic maps on a scale of 1/500,000 in the survey area

### 1-1-3 地質図

Fig. II-1-1-2 に現地コピーした縮尺 1/10 万の地質図のインデックス・マップを、そしてコピーした地質図のタイトルを「参考文献および資料」中に記す。

調査地域の地質図は主なものとして、2000 年末に完成・発行予定の MERCOSUR が作成した縮尺 1/250 万地質図、DNPM や MINEROPAR が作成した各州単位の地質図、DNPM と CPRM による石炭調査で作成された縮尺 1/10 万地質図、そして CPRM が 1970 年代に水資源調査で作成した縮尺 1/25 万地質図がある。

### 1-1-4 空中磁気データ

Fig. II-1-1-3 に、CPRM から供与された空中磁気データ解析結果の範囲を示す。

空中磁気データは、CPRM が保有する空中磁気データを Porto Alegre の CPRM 支所で解析・印刷されたものを収集した。

### 1-1-5 GIS データ

Fig. II-1-1-4 に、CPRM から提供された GIS（地理情報システム）データの範囲を示す。

GIS データは南北 4° × 東西 6° の範囲ごとにまとめられており、地形（等高線）、水系、交通（道路・航空）および都市のデータがある。GIS データは UTM と十進緯経度で作成されており、Esri 社の Arc Viwe で使用できる。

なお、GIS で整理されている地質データは、MERCOSUR が 2000 年に作成を終了したものが最新のデータである。

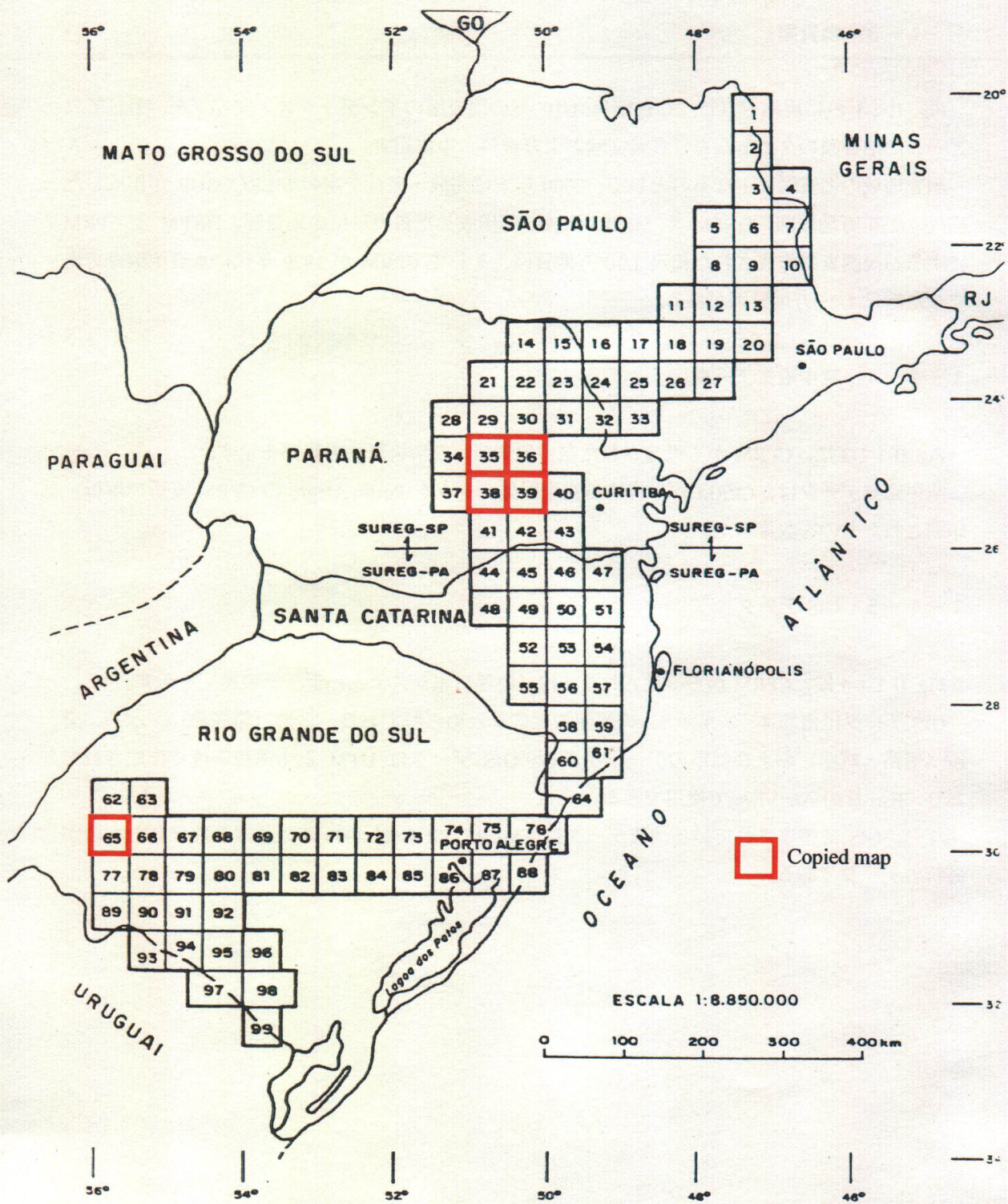


Fig. II-1-1-2 Index map of the geological maps on a scale of 1/100,000 made by DNPM - CPRM

PROJETOS AEROGEOFÍSICOS EXECUTADOS PARA A PETRÓLEO  
BRASILEIRO S.A. - PETROBRAS, INCLUSIVE CONTRATOS DE RISCO



Fig. II-1-1-3 Index map of the airborne magnetic survey

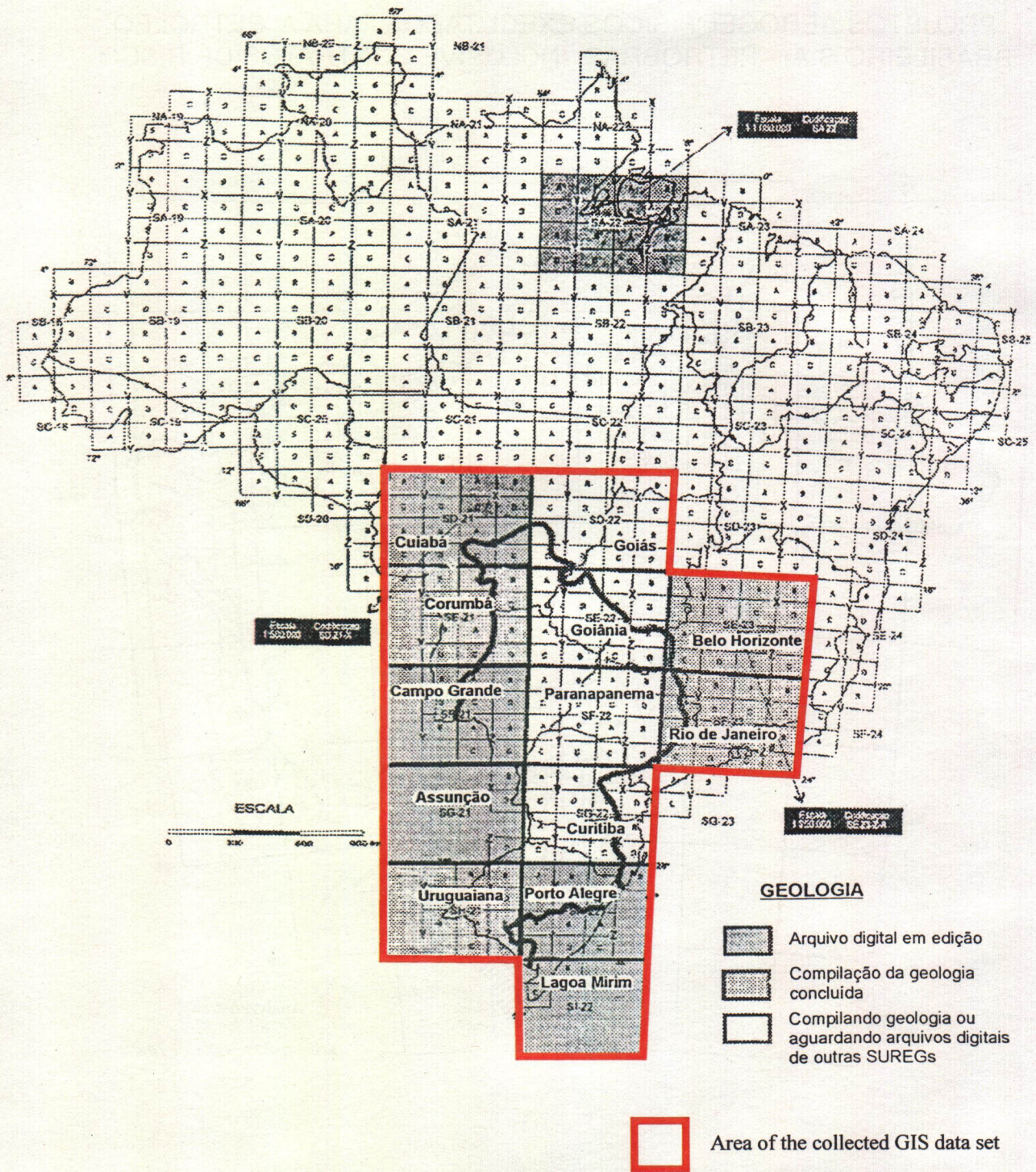


Fig. II-1-1-4 Index map of the GIS data set

## 1-2 世界の洪水玄武岩の特徴・成因と Cu-Ni-PGE 鉱化作用

### 1-2-1 はじめに

Table II-1-2-1 に世界の Ni-Cu および PGE 鉱床の分類を示す。

PGE 鉱床や鉱徴地の中には、洪水玄武岩等の大規模な玄武岩質火成活動に起因するものがある。例えば Siberian Trap の Talnakh 貫入岩 (Noril'sk 鉱床)、アフリカの Karoo 洪水玄武岩の Insizawa-Ingeii 貫入岩、そして北米の Keweenaw 玄武岩類の Duluth 複合岩体および Crystal Lake 斑れい岩などが知られている。本章では、パラナ洪水玄武岩中の PGE 鉱化作用を推定するにあたり、洪水玄武岩の特徴・成因と PGE 鉱床との関連について考察する。

### 1-2-2 洪水玄武岩の特徴

#### (1) 分布と形態

洪水玄武岩の様な大規模火山岩体を巨大火成岩岩石区 (Large Igneous Province: LIP) と呼称する。Fig.II-1-2-1 に世界の LIP の分布を示す。また、Table II-1-2-2 に、主要な洪水玄武岩の形成年代、主要な活動開始時期、活動の期間、および面積などをまとめた。

洪水玄武岩は南米の Paraná 盆地、太平洋の Ontong Java 海台、インドの Deccan 高原、ロシアの北シベリア低地、北米の Columbia River などに分布しており、分布面積ではパラナ洪水玄武岩が最大規模である。噴出したマグマ量としては、Ontong Java が最大である。

洪水玄武岩の噴火様式は、短時間に狭い地域に集中した割目状噴火口から大量 (一度に数百  $\text{km}^3$ ) の玄武岩マグマを噴出することを特徴とする。主要な噴出期間は、ほとんどの洪水玄武岩で 1 Ma 前後である。例えば、パラナ洪水玄武岩の主要な活動期間は約 1 Ma 未満で、対になる Etendeka 洪水玄武岩では、約 2 Ma と短期間である。

洪水玄武岩は、大陸分裂に伴うことがあり、特に超大陸の分裂開始の時期に形成しているものが多い。そのため、分裂した大陸それぞれに、対となるカウンターパートが存在する。例えば、Deccan Trap と Seychelle、Paraná と Etendeka、Ethiopia と Yemen (紅海) などである (White and McKenzie, 1989 ほか)。また、深海底における類似のイベントとして、非常に大規模な断層の形成が起こった際に海台・海盆が形成される。ほとんどの海台・海盆は 3 つの中央海嶺の 3 重合点上における海底拡大活動にともなって形成されたと考えられる。

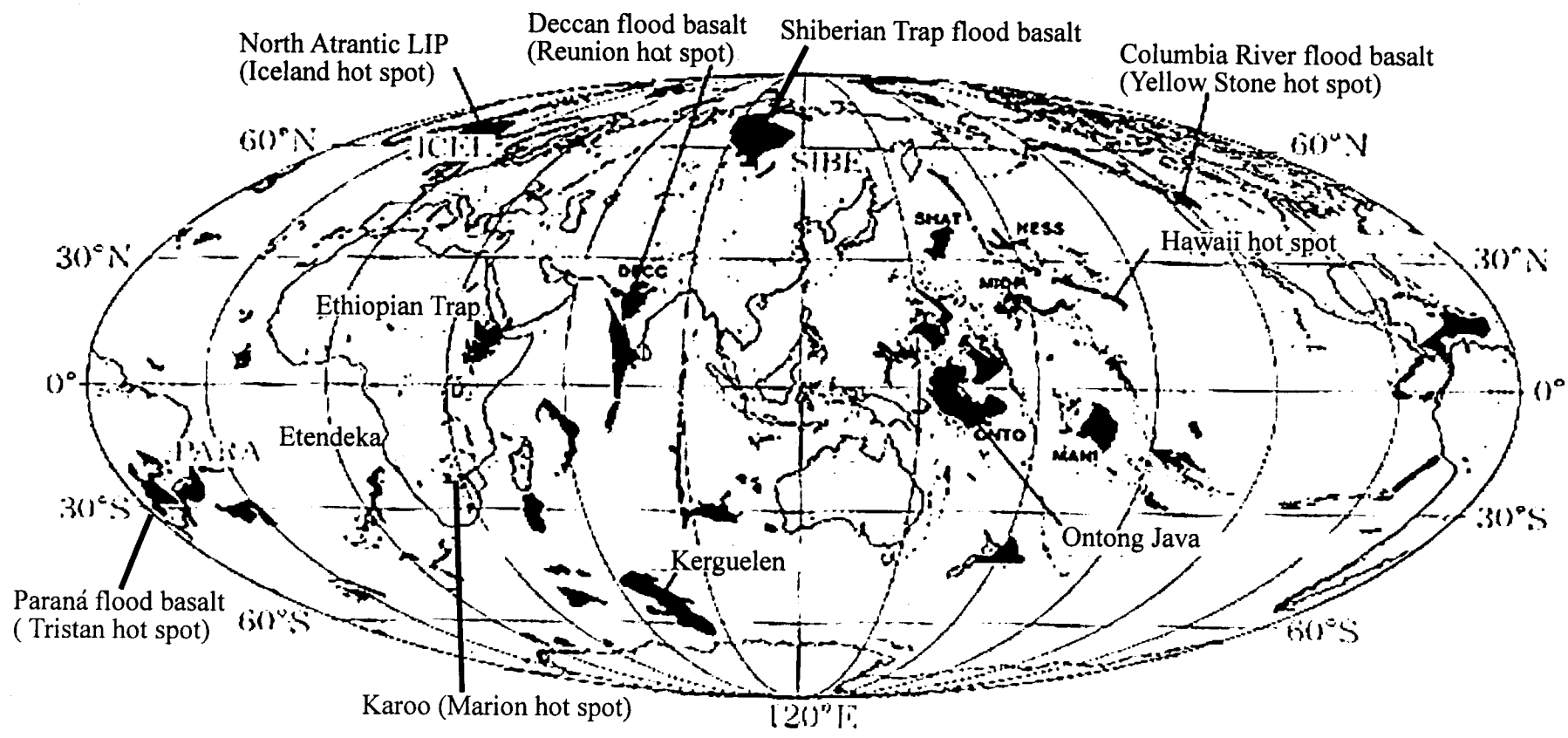
大部分の洪水玄武岩には、その形成に関連したホットスポットが存在する。例えば、パラナ洪水玄武岩と Tristan ホットスポット、そして Columbia River 洪水玄武岩と Yellowstone ホットスポットなどである。すなわち、特定のホットスポットの出現に伴って起こる初期の火成活動とも考えられる。

Fig.II-1-2-2 にパラナ洪水玄武岩の例を示す。パラナ洪水玄武岩は、南アメリカとアフリカが分離し、南大西洋の拡大開始に伴って活動し (約 130 Ma 頃、Fig.II-1-2-2 (a))、現在は、南米のパラナ洪水玄武岩とアフリカの Etendeka 洪水玄武岩の中間にあたる大西洋に洪水玄武岩の形

**Table II-1-2-1 Mafic and ultramafic bodies and related sulfide ores**

<b>Petrological and tectonic setting</b>	<b>Ni-Cu ores</b>	<b>PGE ores</b>
<b>I. Synvolcanic (largely Archean)</b>		
<b>Komatiites</b>	E. Goldfields, Australia; Zimbabwe; Abitibi, Ontario	
<b>Tholeiites</b> <i>Picritic</i> <i>Anorthositic</i>	Pechenga, USSR Montcalm, Ontario	
<b>II. Rifted Plate Margins &amp; Ocean Basins</b> Associated with Continental Crust	<b>Circum-Ungava Belt</b> Thompson Ni Camp; Ungava Ni Ores	<b>Kemi-Koiligmaa Belt</b> Pemkat Intrusion
<b>Ophiolites</b> (No continental crust)		<b>Unst Ophiolite</b> Cliffs deposit
<b>III. Cratonic Areas</b> <b>Flood Basalt-related</b>	<b>Siberian Traps</b> Noril'sk-TaInakh <b>Karoo</b> Insizwa-Ingeii Intrusion <b>Keweenaw</b> Duluth Complex Crystal Lake Gabbro	←(by-product)
<b>Large Stratiform Complexes</b>	<b>Sheet-like</b> Sudbury	<b>Sheet-like</b> Bushveld: Merensky Reef UG- 2 Chromitite Stillwater: J-M Reef <b>Dyke-like</b> Great Dyke: Main sulfide zone
<b>IV. Emplaced During Orogenesis</b>		
<b>Synorogenic</b>	<b>Appalachia</b> Moxie & Katahdin intrusions, Maine	
<b>Late Orogenic</b>		<b>Alaskan Type</b> Tulameen Complex





Location of large igneous province (LIP).  
(From White, R. and McKenzie, D. (1989); Takahashi, E. and Nakajima, K. (1997);  
Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, P. and Besse, T.J. (1999))

**Fig. II-1-2-1 Global distribution of the major Large Igneous Province (LIP)**

**Table II-1-2-2 Major flood basalts and continental breakup (White and McKenzie, 1989)**

Ocean Basin	Onset of Seafloor Igneous Province Spreading, Ma (Magnetic Chron)	Igneous Province	Flood Basalts			
			Age Span, (Ma)	(Main Age) Ma	Duration, m.y.	Area ( x1000km <sup>2</sup> )
North Atlantic	58-56 <sup>a</sup> (24r)	British Tert. Ig. Prov.	63-52	(59)	2-3	500
		East Greenland	57-53		~3	54
		West Greenland	62-53	(58-54)	3-4	55
South Atlantic	130-117 (M9-M4) <sup>j</sup>	Parana	130-120	(~ 120)	'1 to a few'	1200
		Etendeka	128-113	(~ 120)	2	15
Indian Ocean-Seychelles	64 (27r) <sup>a</sup>	Deccan	67-60	(66)	~0.53	>1000
Red Sea-Gulf of Aden		Ethiopian Flood basalts	30-15	(~ 25)	"most intense at earlier time"	750
		Aden and Yemen traps	29-20	(~ 27)		
Gondwana Breakup		Karoo	200-175	(193)	a few m.y. <sup>l</sup>	> 150
		Antarctic	179-162			
---		Columbia River	17-6	(17-13.5)	<3.5 m.y.	200

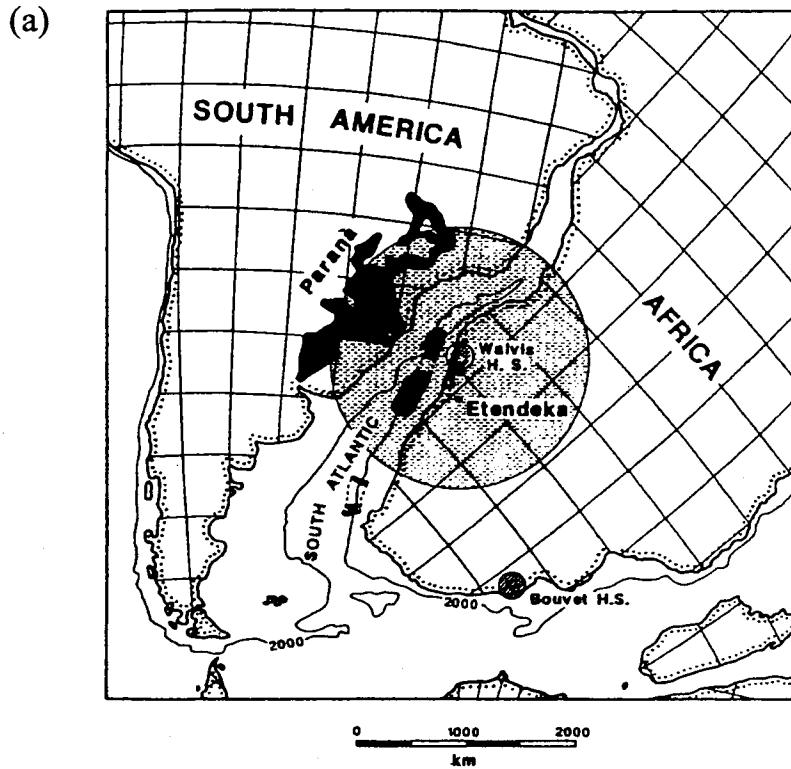


Fig. 15. Reconstruction of South Atlantic at anomaly M4 time (approximately 120 Ma) shortly after the onset of seafloor spreading. Solid shading shows areas of extrusive basalts. Extent of Paraná basalts from *Hawkesworth et al.* [1986], Etendeka basalts from *Eales et al.* [1984], offshore areas from seaward dipping reflectors reported by *Hinz* [1981], *Gerrard and Smith*, [1982] and *Austin and Uchupi* [1982]. Shaded area around Walvis hot spot shows extent of mushroom head of abnormally hot mantle. Equal area projection is centered on the hot-spot location.

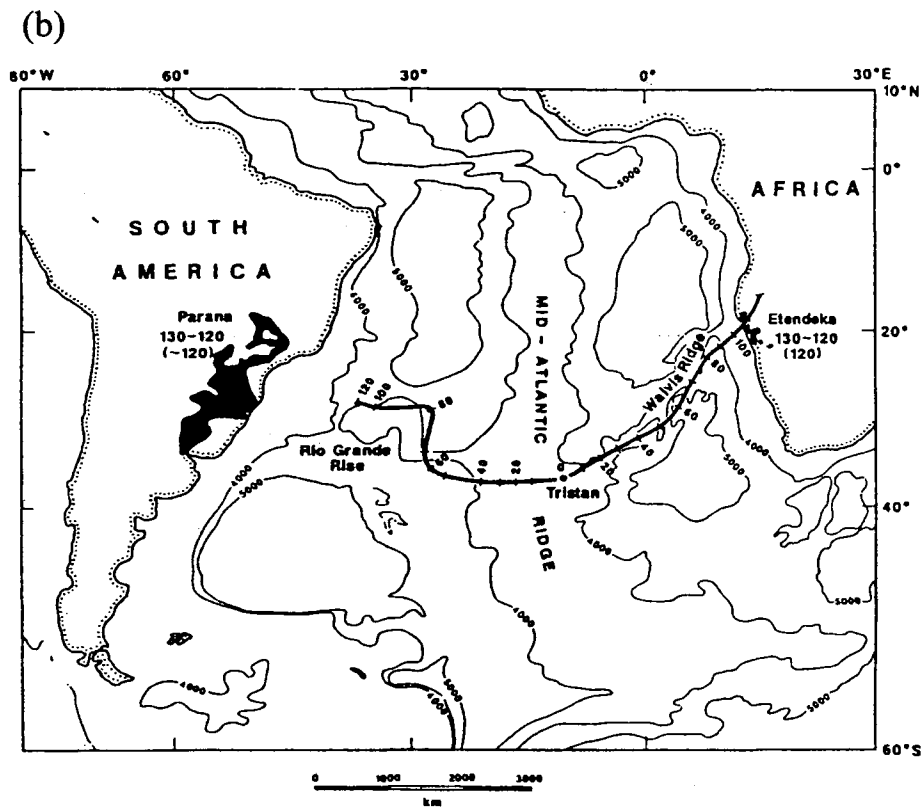


Fig. 16. Present configuration of the South Atlantic showing the thick volcanic ridges of the Rio Grande Rise and the Walvis Ridge produced above the mantle plume as the ocean opened. Hot-spot track is from *Duncan* [1984].

**Fig. II-1-2-2 Relationship of the continental breakup and the flood basalts**  
 The flood basalt occasionally accompanies the continental breakup. As the example, Paraná and Etendeka (*White and McKenzie*, 1989).

成に関連し Tristan ホットスポット（大西洋中央海嶺）が位置している（Fig.II-1-2-2(b））。

また、LIP には、前述の洪水玄武岩台地、そして海台、海嶺および海山列以外に、大陸縁辺部火成岩体がある。大陸縁辺部火成岩体は、北大西洋の大陸縁辺部に顕著に分布する。大陸の分裂直後の海底に大量に噴出した火成岩体で、大陸が分裂し、リソスフェアの厚さが極度に薄くなった時点で大規模に噴出して形成された。Deccan 型のマントルプルームと比較して、高温のマントルがより浅部まで上昇し、大量のメルトを形成したと考えられる。例えば、グリーンランド沖の火成岩体の場合、60 Ma の大陸分裂時に形成し、現在のアイスランドホットスポットまで活動が続いている。大陸縁辺部の玄武岩台地の場合、大部分は最終的には海台と同様に地球内部へ沈み込んでしまう。

## （2）産状および岩石学的な特徴

Deccan 洪水玄武岩の遠景写真を Fig.II-1-2-3 に示す。Deccan 洪水玄武岩は形成後に著しい構造運動を受けておらず、植生が少ないことから、その産状を良く観察できる。写真でも確認できるとおり、溶岩流が積み重なり、遠景では堆積岩の様に見える。露頭における特徴的な産状を下記に記す。

- ・低粘性である。デカン高原の場合、1 枚の溶岩流が 200 km 先まで達している。
- ・クリンカーを持たない。
- ・斑晶量が少ない。

また、玄武岩マグマは、地殻の主な構成岩石である花崗岩質岩よりも密度が高いため、容易に地殻を通過できず、岩脈やシルを形成して水平に広がる。このため、洪水玄武岩分布域では、大規模な岩脈やシルが発達する。

岩石学的には、洪水玄武岩は、大部分がソレアイト質玄武岩からなり、少量のアルカリ玄武岩、ピクライト質玄武岩を伴う。 $\text{SiO}_2 \approx 53 \text{ wt\%}$ 程度で安山岩との境界付近の組成を有しており、 $\text{MgO}$  に乏しく、 $\text{FeO}$  や  $\text{TiO}_2$  に富むことから、MORB に比べると分化している。

### 1-2-3 洪水玄武岩の成因

#### （1）従来の洪水玄武岩マグマの成因およびマントルプルーム

従来、洪水玄武岩マグマは、上部マントルの浅部（地殻下部）まで上昇した高温のマントルプルームが、均質なマントル物質を大規模に部分溶融して形成されるものと考えられてきた（McKenzie and Bickle, 1988 など）。例えば、Richards et al. (1989)では、洪水玄武岩は、マントルプルームヘッド（mantle plume head）が地上に到達したときに生成され、マントルプルームテイル（mantle plume tail）がその後のホットスポットの活動と対応すると結論付けている。

また、前述の高温のプルームの生成・活動に関しては、従来のプレートテクトニクスによる説と、近年提唱され、実証されつつあるプルームテクトニクス（Maruyama, 1994）による



**Fig. II-1-2-3** Panoramic view of the lava flow in the Deccan Trap (Takahashi and Nakajima, 1997, The photographer: T. Fujii)

The lava flow of Deccan trap is horizontally piled, and it is seen the sedimentary rock in the distant view.

説がある。特にプリュームテクトニクスに基づく説では、地球内部の物質循環に着目してプリュームの生成場およびその性状を考察し、ホットスポットや LIP の火成活動について検討している。

#### a) マントルプリュームの生成機構に関する仮説

従来のプレートテクトニクスによる説では、高温のマントルプリュームの生成・活動は、地球表層の出来事として考えられている。つまり、マントルプリュームはあくまで2次的に生成するものであり、リソスフェアと上部マントルの状態およびプレート運動が、大陸の分裂やマントルの上昇流を起こす (Davies, 1988; Griffiths and Campbell, 1990; Hill et al., 1992; Anderson, 1994)。この説を支持する研究者の中には、全地球的に見ると、マントルは相対的に静止しているとの考えもある (Griffiths and Campbell, 1990)。

対して、マントルの対流や、さらに深部からのプリュームが、大陸の分裂やホットスポットや LIP 等の大量の玄武岩質マグマ活動を引き起こすとの説が提唱されてきた。例えば、White and Mackenzie (1989)では、大陸地殻下部へと上昇してきた巨大なマントルプリュームは大陸の分裂に関与し、プリュームの主体は、既存の大陸地殻を引き伸ばして、リフト帯から大陸縁辺部の地殻を形成すると考察している。

#### b) マントルプリュームによる火成活動 (ホットスポットについて)

マントルプリュームと関連する火成活動としてホットスポットが知られている。また、ほとんどの洪水玄武岩の形成には、ホットスポットが関与している。ホットスポットの成因・起源について次に記す。

##### 1) ホットスポットの形成

一般にホットスポットは、マントル深部からの高温マントルの湧昇流 (マントルプリューム) で形成されると考えられている。ただし、ホットスポットの形成は、上部マントル中に小規模対流による上昇流に起因するとの考え (White and Mckenzie, 1995) や上部マントル中に偏在するホットリージョンであるという考え方もある (Miyashiro, 1986; Anderson, 1989)。これらのモデルでは、2層のマントル対流を考え、ホットスポットは上部マントルと下部マントルの間に形成された温度境界層に起源を持つとの考えで成り立っている。また、マントル全対流を考える研究者は、ホットスポットは核・マントル境界に存在する温度境界層から生じるとしている。ただし、マントル全対流と層状対流のどちらが正しいかについては、結論が出されていない。

現在活動中のほとんどのホットスポットが、その活動初期に玄武岩溶岩の噴出を伴ったとされる (White and McKenzie, 1989; Coffin and Eldholm, 1994)。マントルプリュームは、プリュームヘッド (直径約数百 km~1000 km) とプリュームテイル (直径約 100 km の円形) で構成され、巨大な頭部の浮力で年間数 cm~数十 cm で上昇する。プリュームヘッドが地表に達すると 1 My 程度の短期間に大量の玄武岩質火山活動が発生し、続いて、プリュームテイルによってホ

ットスポットの火山活動が 100 My 程度継続し、海嶺や海山列を形成する。プリューム中には大きさの異なるいくつかの低密度塊（ソリトン）が仮定されているが、大きなソリトンの上昇速度が他よりも速くなる。つまり、プリュームが上部マントル浅部に到達し、最初に活動するマグマが最も温度が高くなるため、ホットスポットの活動初期に大規模な玄武岩火成活動が起こる可能性も考えられている。

ホットスポットマグマの活動の様式は、上昇するマントルプリュームの温度、量、および成分に大きく依存すると考えられており、地震波トモグラフィーによれば、地表における溶岩生成率が異なるアイスランドおよび Azores ホットスポット下方の温度異常域（プリュームヘッド）の大きさは、大差無いことがわかっている。

## 2) ハワイホットスポットの特徴

ハワイホットスポットは、70 My の間、同じ岩石学的特徴を維持している（天皇海山列の推古海山の K-Ar 年代は約 65 Ma）。地震波トモグラフィーの結果によれば、ハワイ諸島の直下の上部マントルの浅部には、直径約 100 km のマントルプリュームヘッドが観察され、プリュームの広がる地域では、海底が浅くなっている。この海膨は、明瞭な正の重力異常（ブーゲー異常）を伴っており、マントルプリュームによって支えられている。ハワイホットスポット下方の下部マントルには、低速度域があり、これはマントルプリュームテイルと考えられている。

火山活動の特徴として、火山の成長発達段階に応じてマグマの化学組成や噴出率が規則的に変化する。深海底における火山活動初期には、アルカリ・カンラン石玄武岩が、そして、陸上で活動するのは、主にカンラン石ソレライト質マグマで、希にカンラン石を多く含むピクライト質マグマが噴出する。分化系列は、アルカリ玄武岩→カンラン石ソレライト（ピクライト）→アルカリ玄武岩→強アルカリ岩である。

Nd, Sr 同位体が最も始源的マントル組成に近いのは、約 300 万年前に活動した Oahu 島 Koolau 火山である。この火山はソレライト質玄武岩で、 $\text{SiO}_2 \geq 53 \text{ wt}\%$ を呈し、最も  $\text{SiO}_2$  に富む (Fig.II-1-2-4)。

Hauri (1996)は、プリュームの主成分であるカンラン岩と玄武岩成分が部分熔融して作るメルトが、様々な割合で混合して、ハワイ諸島の各火山のマグマを生じるとの考えを示した (Fig.II-1-2-5)。近距離でマグマ組成が異なることに対する説明は、従来の均質なマントルプリューム熔融説では、説明が困難である。

## c) マントルプリュームの生成場

マントルプリュームの生成場に関して多種の意見がある。

ハワイなどの海洋島玄武岩や洪水玄武岩の多くは、MORB に比べて  $\epsilon \text{Nd}$  値が低く、中には推定された未分化マントルの値が、 $\epsilon \text{Nd} = 0$ を示すものがある。これは、海洋島玄武岩と洪水玄武岩の供給源が、MORB の供給源に比べて未分化であることを示しており、始源的な下部マントル物質である可能性がある。つまり、下部マントルから湧昇してきたプリュームに由来する可能性がある。

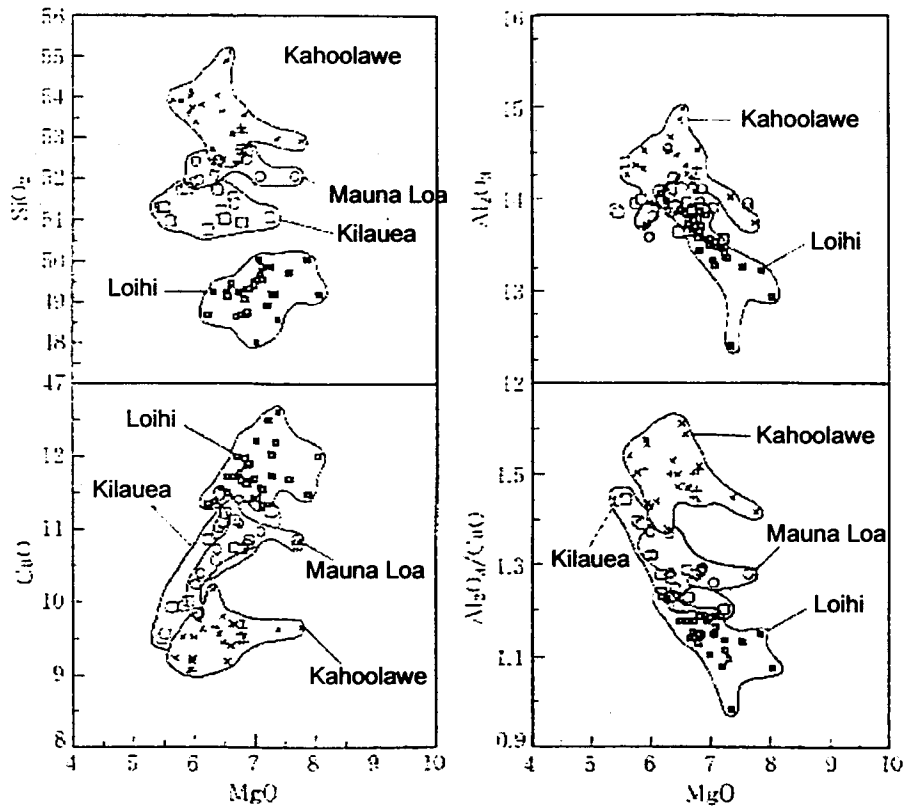


Fig. II-1-2-4 Plots of  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  vs  $\text{MgO}$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$  ratio vs  $\text{MgO}$  for Hawaiian lavas (Frey et al., 1994)

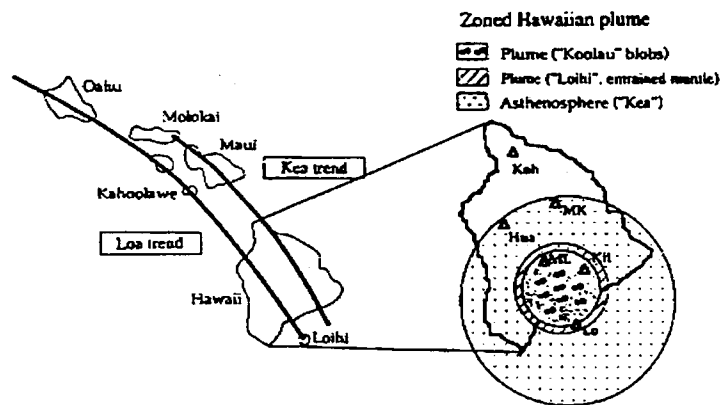


FIG. 4 Schematic model of a zoned mantle plume beneath Hawaii; Loa trend and Kea trend are structural lineaments of volcanic shields identified previously<sup>51</sup>. The plume is zoned owing to the effects of thermal entrainment<sup>79</sup>. The centre of the zoned plume contains quartz eclogite blobs (Koolau component) in a peridotite matrix, while the outer zones consist of heated and entrained lower mantle (Loihi component), surrounded by passively upwelling (not heated) upper-mantle asthenosphere (Kea component). The passage of Loa Trend volcanoes over the plume centre causes them to have larger amounts of the Koolau component, whereas passage of Kea trend volcanoes over the periphery of the plume results in a larger proportion of the upper-mantle Kea component in these volcanoes<sup>53</sup>. Abbreviations for volcano names: Hua, Hualalai; others as in Fig. 3.

Fig. II-1-2-5 Schematic model of a zoned mantle plume beneath Hawaii (Hauri, 1996)



Kaneoka (1983)によると、火山島の試料から得られた火山ガラス・カンラン石斑晶を測定した結果、下部マントル由来の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の高い試料が認められた。

Fig.II-1-2-6に、外核と下部マントルに関する高圧実験結果を示す。

Davies (1990)は、下部マントルと外殻の境界付近のD''層（温度境界層）において部分熔融したマントル物質がブリュームとして上昇すると考えた。

Boehler (1996)の高圧実験によると、外核と下部マントルの境界付近の温度では、外核は熔融していても上部マントルは、熔融していない状態が確認された（Fig.II-1-2-6 (b)）。

また、多量の水素が含まれていた場合、外核の温度は従来の説よりもかなり低い可能性がある（Takahashi et al., 1997）。最近の実験では3000~4000℃である。

従って、マントルブリュームは、必ずしも外核と下部マントルの境界から湧昇する必要が無いといえる（Takahashi and Nakajima, 1997）。

洪水玄武岩や海台の形成には、HIMU玄武岩の化学組成、同位体の特徴などから外核と下部マントル境界付近から湧昇するスーパーブリュームにより形成するとの考えもある（Tatumi, 1998）。

#### d) 地球内部の物質リサイクル

マントルブリュームとは反対に、地球内部への働きかけとして海洋プレートの沈み込みがある。海洋プレートは中央海嶺で生成し、大陸縁辺部で沈み込む（Fig.II-1-2-7 (a)）。

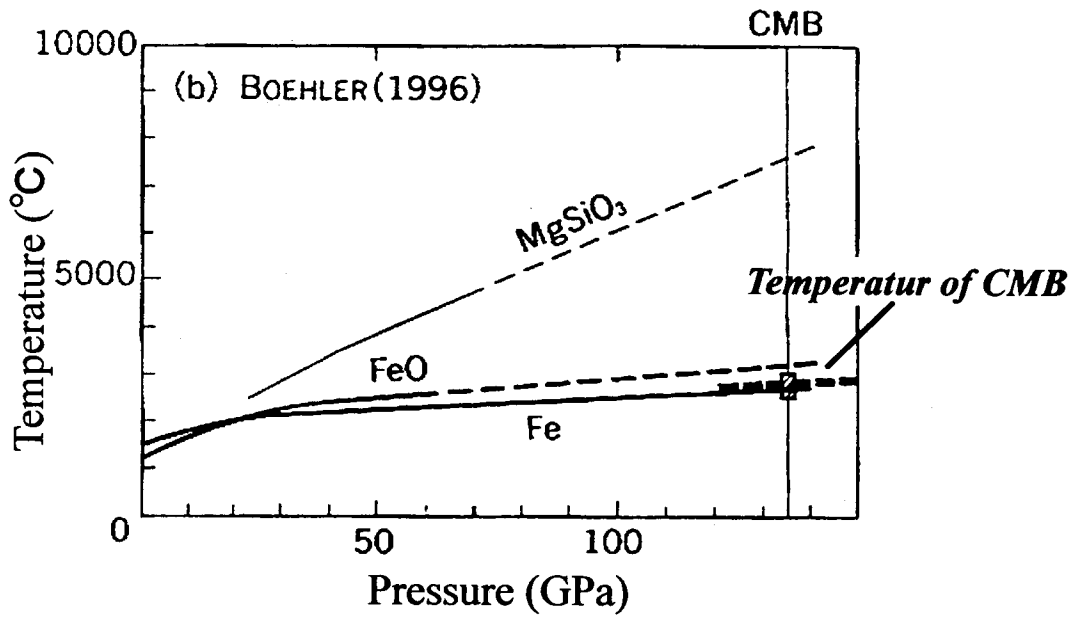
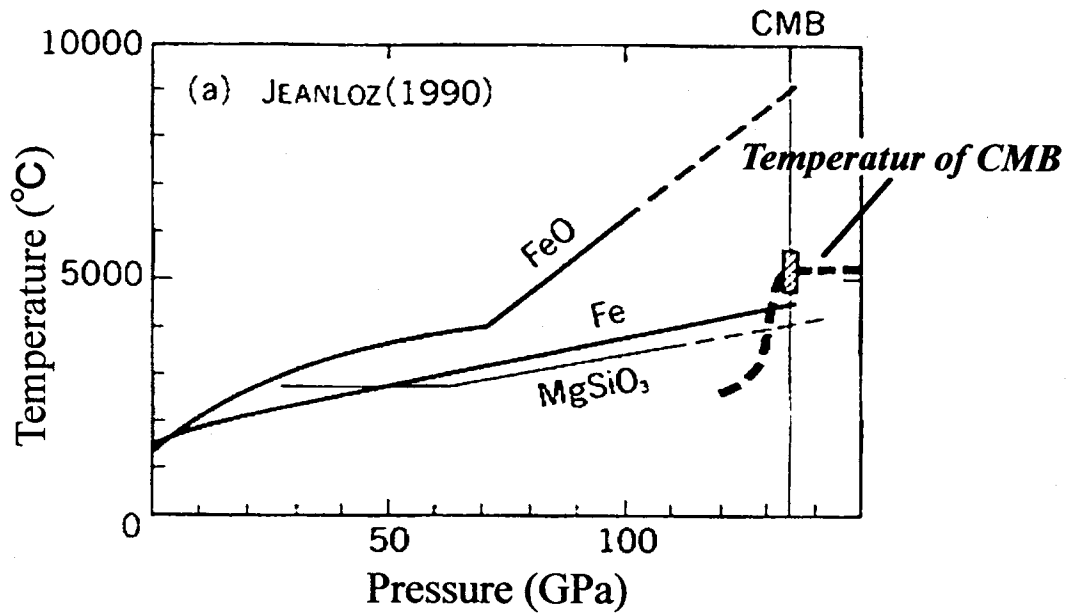
Fukao et al. (1992)は地震波によって、沈み込んだ海洋プレートが、伊豆・小笠原の下方、約670 kmの深さに横たわっていることを確認した。同時に滞留しているスラブの一部が下部マントルにも沈み込んでいることを確認した。670 kmの地震波速度不連続面では、カンラン岩の相転移により、マントル対流が一時的に止められる。しかし、停滞していたスラブは、急激にコア・マントル境界に落ち始めることが報告されている（Tackley et al., 1993; Honda et al., 1993）。

#### (2) 均質なマントルブリュームによる洪水玄武岩生成モデル

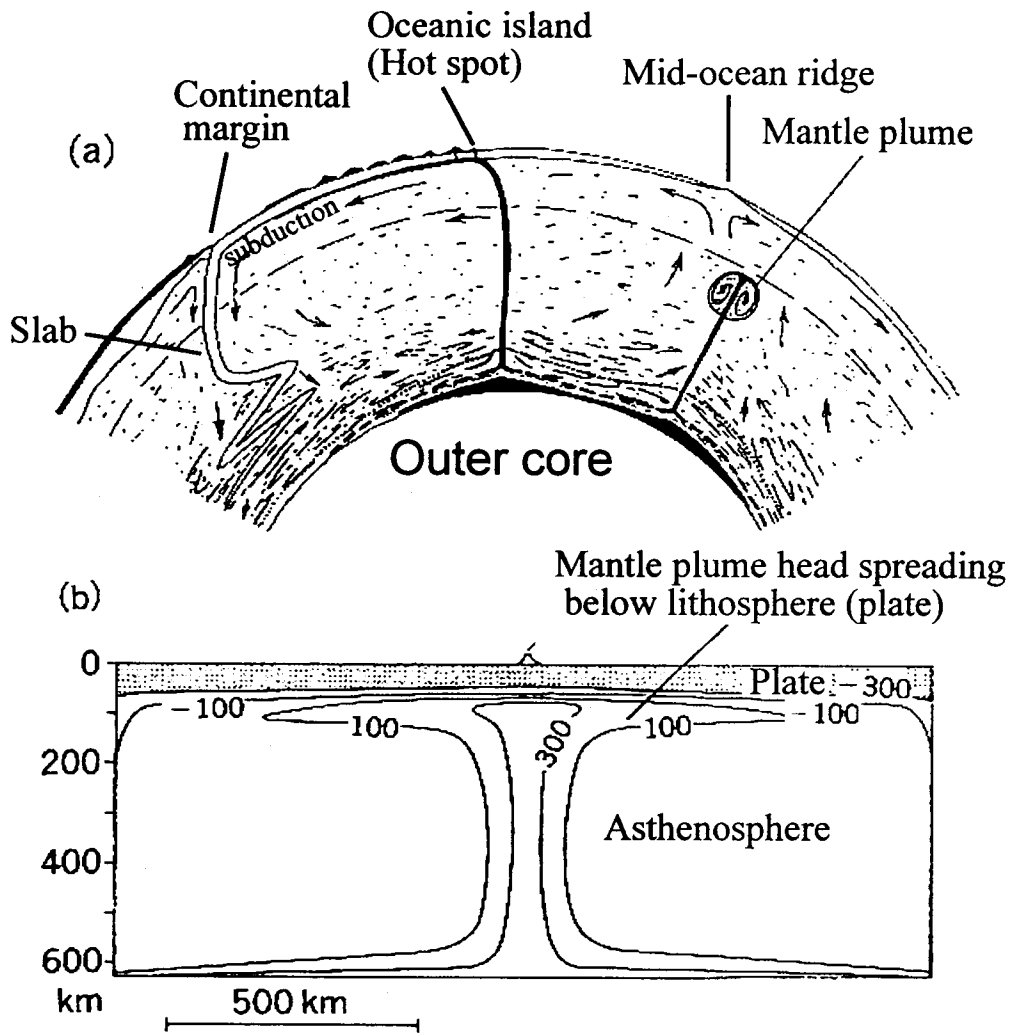
玄武岩マグマの生成過程に関する研究は、均質なマントル物質を想定した熔融モデルに基づいている（McKenzie and Bickle, 1988 ほか）。また、ピクライト・マグマからの結晶分化モデルは洪水玄武岩全体に対して成り立つと考えられてきた（Cox, 1980）。

White and McKenzie (1989)では、パイロライト的な化学組成を持ち、均質で温度の高いマントルブリュームのモデルを用いて、洪水玄武岩マグマの生成モデルを考察している。Fig.II-1-2-8にそのモデルを、次にモデルの説明を記す。

- ・上部マントルの底で発生したマントルブリュームが上昇し、リソスフェアの底で周囲のマントルと約300℃の温度差を作っている。数値計算および室内実験によれば、マントル上昇流の頭部は、巨大なキノコ雲様の形態を示す（Fig.II-1-2-7 (b)）。
- ・ブリューム内部において、1500℃以上の高温で、カンラン岩が部分熔融して、ピクライトマグマができる。



**Fig. II-1-2-6 Experimentally determined melting characteristics of core (Fe, FeO) and lower mantle material (MgSiO<sub>3</sub>: perovskite)**  
 CMB means "border of core and mantle". Broken and slash lines show temperature of the boundary of core and mantle ((a): Jeanloz (1990), (b): Boehler (1995)).



(a) Model of convection and plume in the mantle.

(Davies, G.F. (1990))

(b) Temperature variations seen in cross-section through the Cape Verde Swell from the best fitting axisymmetric convection model of Courtney and White (1986). Temperature anomalies are labeled in degrees Celsius with respect to the mean asthenosphere temperature. Note the narrow central rising plume and the broad mushroom-shaped head of hot material deflected laterally by the overlying plate. (White, R. and McKenzie, D. (1989))

**Fig. II-1-2-7 A schematic model of the convection in the mantle**

- ・ピクライトマグマは、カンラン岩から分離・上昇して、大陸地殻（北米大陸）の下部（モホ面付近を想定）に巨大なマグマ溜りを形成する。
- ・マグマ溜りでは、結晶分化作用が起きる一方、大量の地殻物質によりマグマが混染し、洪水玄武岩マグマが作られる。

### （3）均質なマントルプリュームによる洪水玄武岩生成モデルの問題点

均質なマントルプリュームによるマントル溶融モデルでは、種々の問題点が指摘されている。

McKenzie and Bickle (1988)では、パイロライト的な均質のマントル物質の化学組成が仮定されている。このモデルでは、マントル上昇流の初期温度を与えれば、マグマの生成量とその化学組成が同時に定まるが、大規模な洪水玄武岩を生成したマントルプリュームについてカンラン岩の融解モデルを当てはめると、不合理なほど高温のプリュームや、あり得ないプリュームの体積が必要となることが指摘されている。

例えば、玄武岩台地や海台の体積から、均質なマントルの融解モデルに基づいて算出したマントルプリュームヘッドの体積（LIP を供給したマントルプリュームの推定サイズ）は、直径 1000 km にも達する。厚さ 2900 km のマントル内に直径 1000 km のプリュームができるのは不自然である（Coffin and Eldholm, 1994: Fig.II-1-2-9）。

また、同モデルをハワイホットスポットの現在の火山活動に適用するとプリュームのポテンシャル温度は約 1560℃と推定される（Watson and McKenzie, 1994）。MORB の生成温度から、中央海嶺下の上部マントルのポテンシャル温度は、汎地球的に約 1280℃である（McKenzie and Bickle, 1988）。前述のプリューム温度は、上部マントルのポテンシャル温度よりも約 300℃も高い。非常に高温のプリュームとマントルの部分溶融により生成したマグマは、コマチアイトになる（Takahashi, 1986 : Fig.II-1-2-10）。同様に、マントルカンラン岩を高温のホットスポットで溶融すると、ピクライトマグマが形成されるが、洪水玄武岩は、そのほとんどがソレアイト質である。

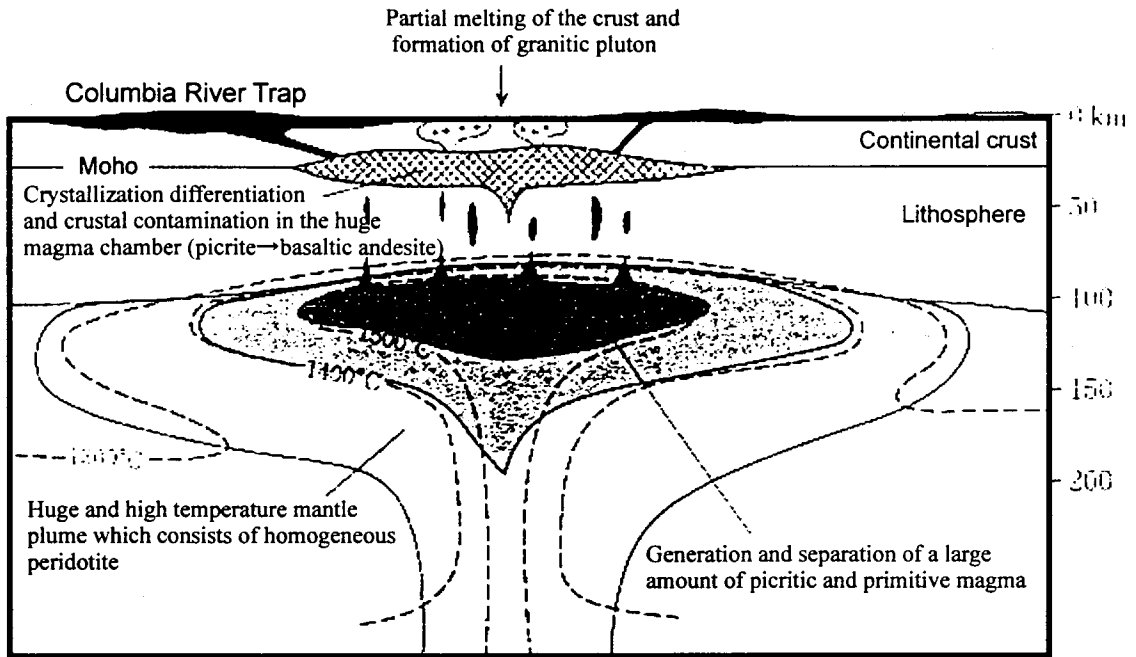
そして、カンラン岩から生成した未分化で MgO に富む玄武岩マグマが、地表に MgO に乏しい溶岩を噴出するためには、カンラン石や輝石の分別結晶作用で、MgO を取り去る必要がある。しかし、地震波による調査では、洪水玄武岩下部に顕著な沈積岩層が認められていない。

### （4）不均質マントルプリュームを想定した洪水玄武岩生成モデル

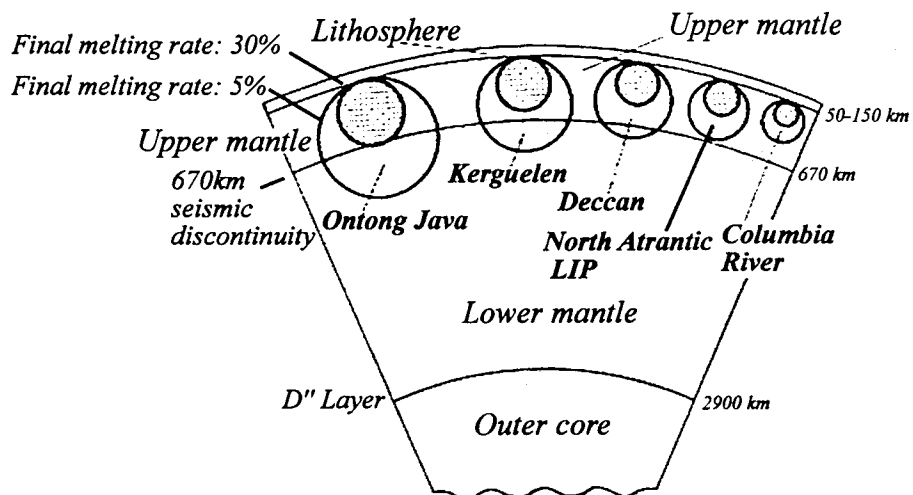
従来の均質なマントルプリュームによるマントル溶融モデルには、洪水玄武岩の特徴に関して説明出来ない部分が残されている。Takahashi et al. (1998)は、Columbia River 洪水玄武岩の研究をとおり、不均質マントルプリュームによる洪水玄武岩生成モデルを提案している。

#### a) Columbia River 洪水玄武岩の特徴

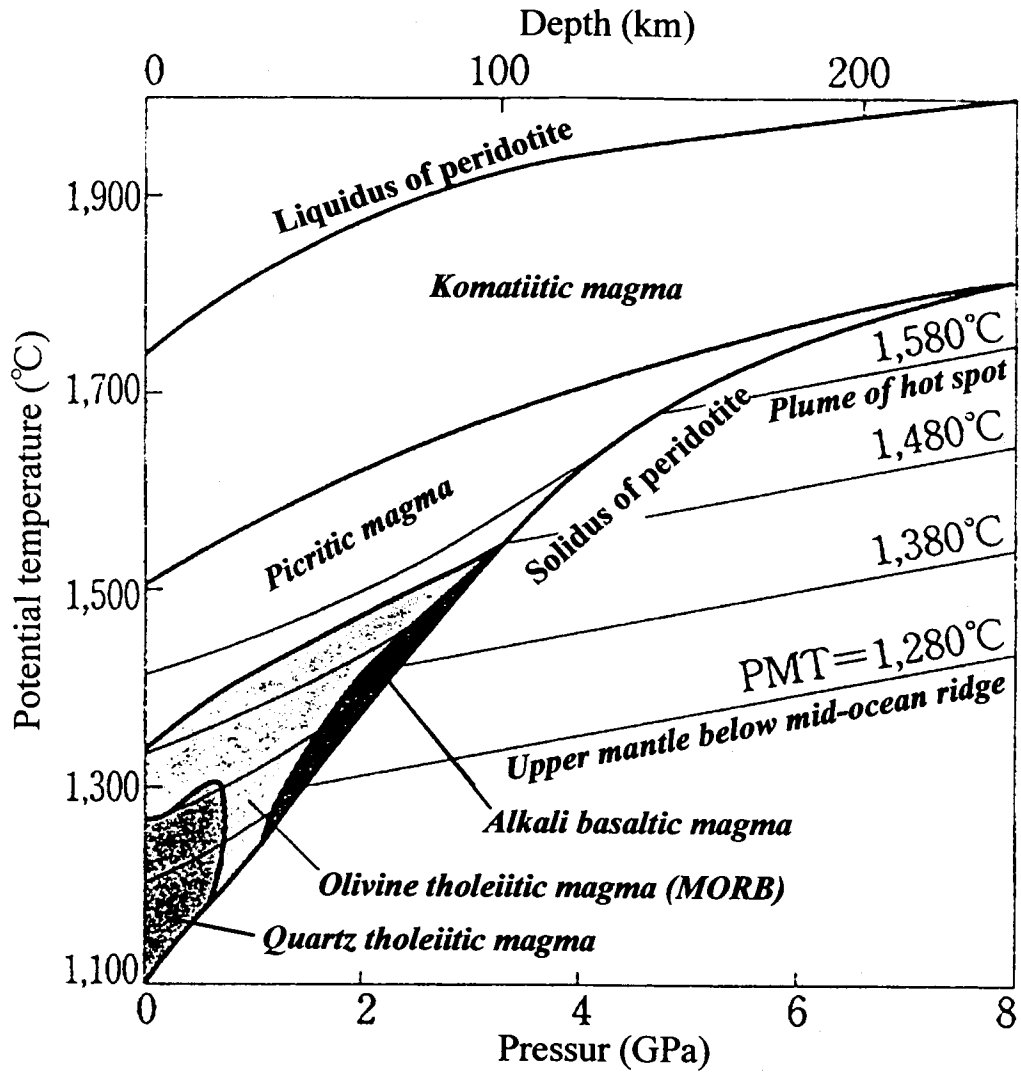
Columbia River の洪水玄武岩は、Yellowstone ホットスポットの活動開始時の巨大なマントルプリュームヘッドがその活動に関与したと考えられており（Pierce and Morgan, 1993）、初期活動相は、総噴出量の 80 vol%を占める Grande Ronde 系列の玄武岩である（Fig.II-1-2-11）。



**Fig. II-1-2-8** A schematic model of homogeneous plume head for magma generation through study of the Columbia River flood basalts



**Fig. II-1-2-9** Volume of plume heads calculated on the basis of McKenzie's model (McKenzie and Bickle, 1988)  
The volume of them is shown as the section of the sphere before spreading at the bottom of lithosphere (From Coffin and Eldholm, 1994).



**Fig. II-1-2-10** Magma types generated by adiabatic decompression of peridotite (Takahashi, 1996)  
 PMT means the mantle potential temperature.

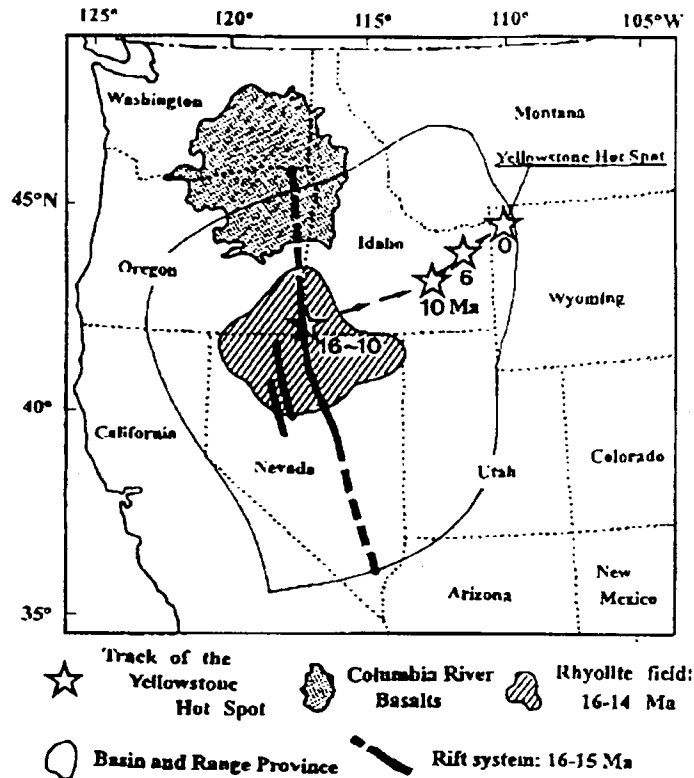


Fig. 1. Map showing the distribution of the Columbia River basalts (CRBs) and track of the Yellowstone hot spot. According to Pierce and Morgan [14], activity of the CRBs started due to the arrival of gigantic plume head of the Yellowstone hot spot ca. 16 Ma ago. The plume hit the boundary between Oregon, Idaho and Nevada where rhyolite volcanism occurred due to crustal anatexis. Much of the basalt magmas, however, traveled to the north through 1000 km long NS rift system and drained at the boundary between Washington and Oregon States. Simplified after fig. 1 of Pierce and Morgan [14].

Fig. II-1-2-11 Distribution of the Columbia River basalts and track of the Yellowstone hot spot

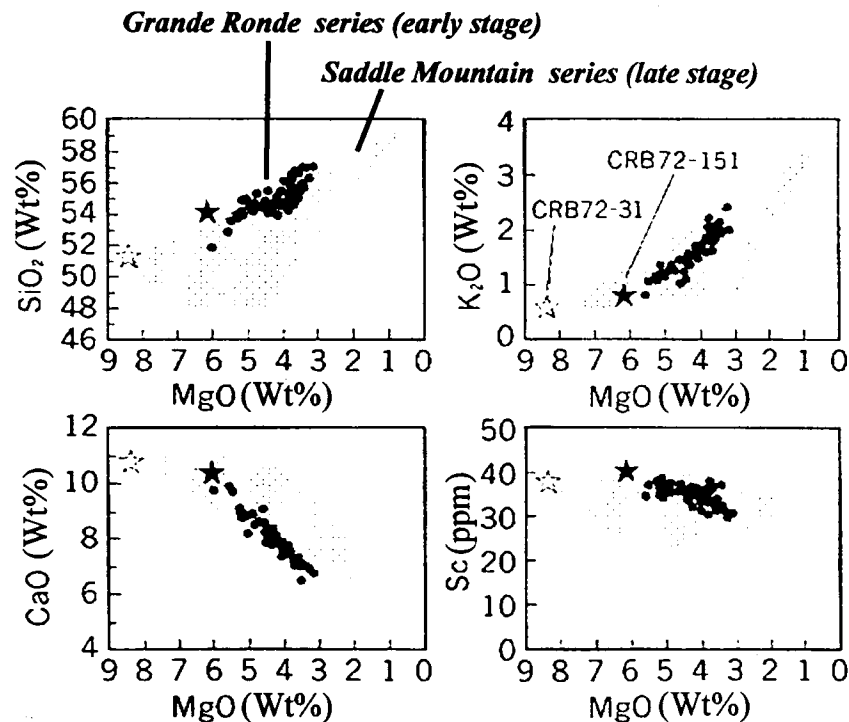


Fig. II-1-2-12 Feature of geochemical composition of the Columbia River flood basalts

CRB72-151 is the MgO-rich Grande Ronde series. CRB72-31 is the Saddle Mountain series which show similar geochemical composition of primitive MORB (Wright et al., 1988).

Grande Ronde 系列玄武岩の形成年代は 16-15 Ma で、 $\text{SiO}_2$  含有量は 54-56wt% を示す玄武岩質安山岩である。噴出量は  $2 \times 10^5 \text{ km}^3$  で、すべて完全無斑晶溶岩である。

後期活動相は Saddle Mountain 系列の玄武岩～デイサイトである。Saddle Mountain 系列の形成時期は、9Ma 以降である。

Columbia River 洪水玄武岩の化学組成については、Wright et al. (1988) で述べられているが、その特徴は次のとおりである (Fig.II-1-2-12)。

- ・ Columbia River 洪水玄武岩の体積 80 % 以上は、 $\text{SiO}_2$  が 54-56 wt% の玄武岩質安山岩で、未分化な MORB に比べて、 $\text{SiO}_2$  が平均約 4wt% 高く、MgO が低く、そして FeO に富む。また、Grande Ronde 系列玄武岩の化学組成は、噴出体積の割には狭い領域に集中する。
- ・ MgO に対して、主成分、微量成分の組成変化トレンドが直線的な特徴を示し、Grande Ronde 玄武岩の示す直線的な地化学トレンドから、噴出前のマグマの化学組成が高压下だけで安定な Al に富む単斜輝石の晶出によりコントロールされていると考えた。

この様な Grande Ronde 系列の玄武岩の高い  $\text{SiO}_2$  値を説明するためには、かんらん石や輝石の結晶分化だけではならず、地殻の混染をも考慮しなければならない。従って、マントルプリュームから地表に至る間に巨大なマグマ溜りを仮定し、マグマ溜り内部では定常的な結晶化と同時に、マグマ溜り天井部の溶融、つまり地殻の混染が進行していたと考えなければならない。

大規模なマグマ溜りを仮定すると、結晶分化の段階でマグマは大量の斑晶を持っているはずだが、溶岩はすべて無斑晶である。

#### b) Columbia River 洪水玄武岩の溶融実験

Columbia River 洪水玄武岩の溶融実験により、次の様な知見が得られている。Fig.II-1-2-13 に Takahashi et al. (1998) の溶融実験結果を示す。

Columbia River 系列玄武岩の数種類の岩石を出発物質として、高温高压下で溶融実験を行った結果、玄武岩質出発物質の部分融解によって生じたメルトの組成は、安山岩から玄武岩質安山岩の組成範囲に入る ( $\text{SiO}_2$ : 54-60wt%)。

未分化 MORB とよく似た化学組成の出発物質 (CRB72-151: Grande Ronde 系列、CRB72-31: Saddle Mountain 系列: Table II-1-2-3) を用いた場合、Columbia River 洪水玄武岩と主成分および微量成分・化学組成のいずれもが一致するメルトが約 2 GPa の圧力 (深さ約 60 km に相当)、1300-1350℃ の温度範囲、そして 30-50 vol% の部分溶融によって生じることが明らかになった (Fig.II-1-2-13)。

Wright et al. (1988) は、Grande Ronde 系列玄武岩の示す化学組成の特徴から、噴出前のマグマの化学組成が Al に富む単斜輝石のコントロールライン上に乗っていたと考えたが、融解実験で Grande Ronde 系列玄武岩に似たメルトを生じる条件下 (2 GPa、1300-1350℃) では、融け残りの物質のほとんどは、Al に富む単斜輝石であり、Wright et al. (1988) の仮説と一致する。

従来の均質なマントルプリュームによるモデルでは、Grande Ronde 系列玄武岩は著しく分化



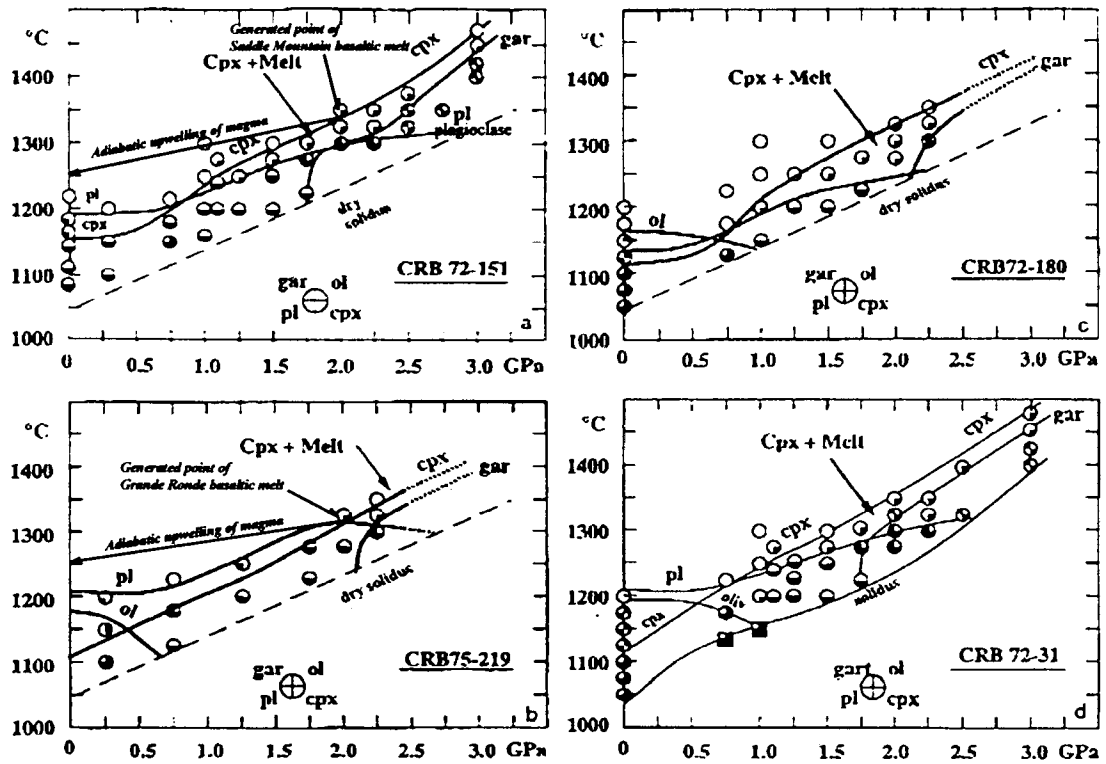


Fig. 3. (a)–(d) Melting phase relations on four representative Columbia River basalts listed in Table 1. Except for CRB75-219, clinopyroxene is the liquidus phase at pressures between 1 and 3 GPa (shaded area). The second liquidus phase changes from plagioclase to garnet at pressures around 2 GPa. Because of the steep  $dT/dP$  slope of the clinopyroxene liquidus, magmas formed at high pressures should be considerably superheated if they ascend and erupt rapidly [arrow in (d)]. This is consistent with voluminous eruption of totally aphyric lavas in the Grande Ronde stage of CRBs [42].

Fig. II-1-2-13 Melting phase relations on the Columbia River basalts listed Table II-1-2-3 (Takahashi et al., 1998)

Table II-1-2-3 Composition of starting materials of melting experience (Takahashi et al., 1998)

	CRB72-151 (a) Grande Ronde	CRB75-219 (b) Grande Ronde	CRB72-180 (c) Wanapanum	CRB72-31 (d) Saddle Mt.	Av. N-MORB Mid Atlantic 49–52°N	Av. P-MORB Iceland
SiO <sub>2</sub>	53.80	51.52	49.17	50.76	50.54	48.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.19	14.98	14.45	16.02	16.38	14.48
FeO*	9.40	11.53	13.91	9.52	8.90	12.63
MgO	6.12	5.96	5.70	8.23	7.80	7.57
CaO	10.09	9.71	8.94	10.77	11.62	11.69
Na <sub>2</sub> O	2.88	2.76	2.54	2.29	2.79	2.16
K <sub>2</sub> O	0.69	0.60	1.01	0.39	0.09	0.17
TiO <sub>2</sub>	1.13	1.70	3.15	1.43	1.31	1.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.32	0.65	0.19	0.13	0.18
MnO	0.16	0.18	0.19	0.14	0.16	0.2
Total	99.72	99.56	99.71	99.79	99.72	99.62

の進んだマグマから生成したことになる。仮に  $\text{MgO}=20 \text{ wt\%}$  の初生マグマを仮定すると Grande Ronde 玄武岩マグマ ( $\text{MgO} \leq 6 \text{ wt\%}$ ) は初生マグマが少なくとも 50 vol% の結晶化を被った残液を考えなければならない。また、同モデルでは、大規模なマンツルの部分溶融を起こし、大量のマグマを生成しなければならないが、マグマの生成量は、上昇するマンツル物質のポテンシャル温度によって決まるため、マンツルカンラン岩の最終的な融解量を 10vol% から 30vol% に高めるためには、ポテンシャル温度を約  $1200^\circ\text{C}$  から約  $1500^\circ\text{C}$  まで上げる必要がある (Iwamori et al., 1995)。約  $1500^\circ\text{C}$  で断熱上昇したマンツルプリュームの内部では、 $\text{MgO}=20 \text{ wt\%}$  以上のピクライトマグマあるいは  $\text{MgO}$  に富むコマチアイトマグマが生成するはずである (Takahashi et al., 1993 : Fig.II-1-2-10)。

#### (5) 不均質マンツルプリュームによる洪水玄武岩生成モデル

##### a) Columbia River 洪水玄武岩への不均質プリュームモデルの適用

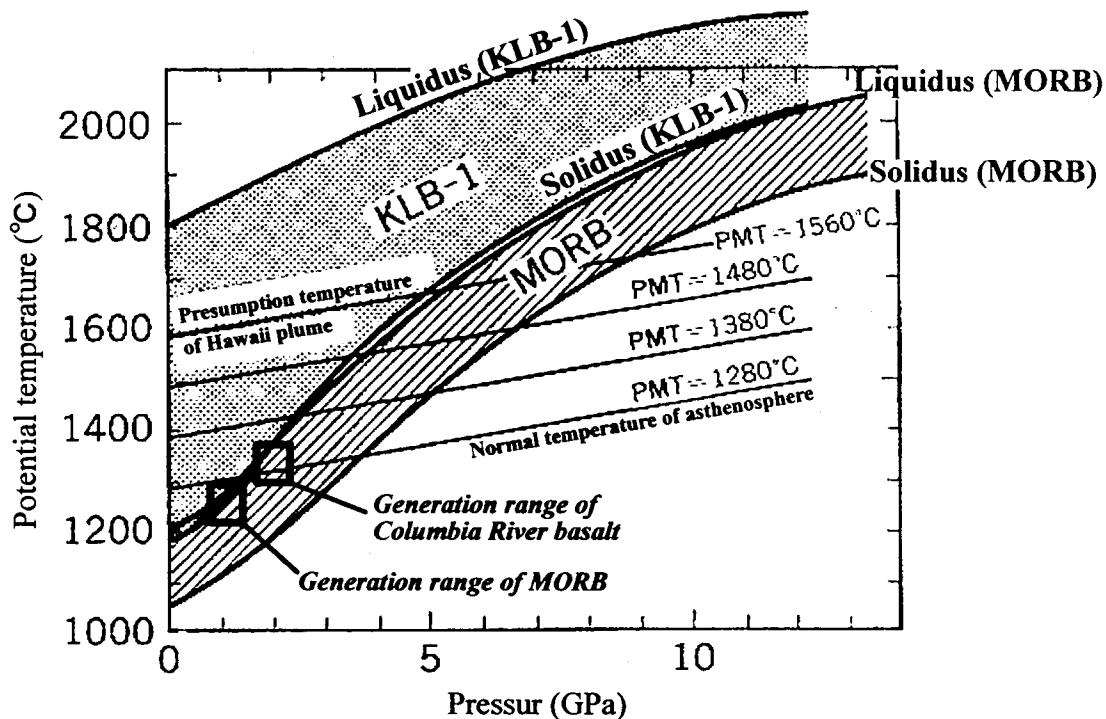
従来の洪水玄武岩生成に関するモデルは、マンツルカンラン岩の高温高压下での部分溶融によって生じるピクライトを本源マグマとするものである (Cox, 1980 ほか)。しかし、化学分化の進んだ玄武岩質安山岩マグマだけが大量に噴出した点。それらすべてが無斑晶質である事実を説明するのは困難である。

ところで、MORB の高压下の融解実験により、MORB の融解温度 (リキダス) がマンツルカンラン岩の融解開始温度 (ソリダス) より、各圧力で系統的に低いことから、マンツルプリューム中に含まれる玄武岩成分の選択的な融解により、洪水玄武岩を作るモデルが提案されている (Yasuda et al., 1994 : Fig.II-1-2-14)。

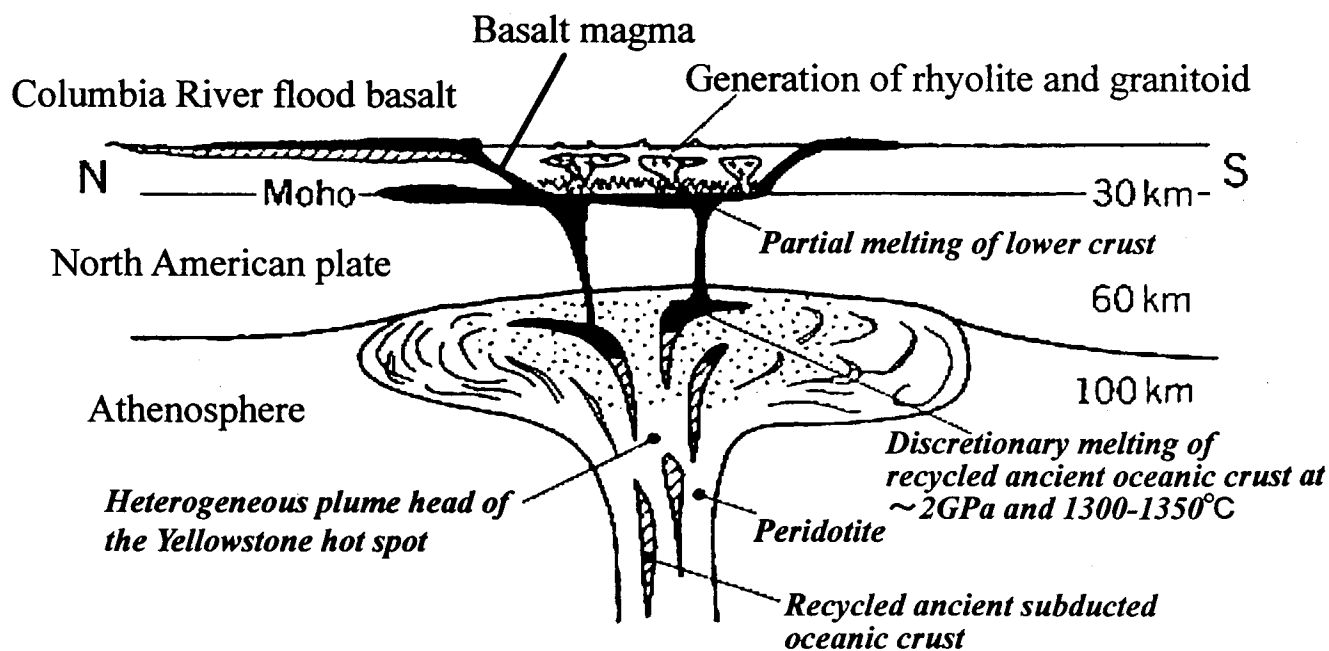
もしも MORB 成分の融解によって洪水玄武岩が生じたとすれば、玄武岩成分の融解によって生成するメルトが、カンラン岩の融解によって生じるメルトよりも  $\text{SiO}_2$  値が高い特徴から、Grande Ronde 系列玄武岩が著しく  $\text{SiO}_2$  に富む説明ができる。また、2 GPa 以上の高压下で MORB の部分溶融で生じたマグマが断熱的に上昇すると、地上に達したときには約  $1250^\circ\text{C}$  のスーパーヒーティング状態になり、噴出時に粘性が低く、無斑晶の溶岩が形成された特徴も、良く説明できる (Fig.II-1-2-14)。

つまり、Columbia River 洪水玄武岩生成時のマンツルプリュームのモデルは、これまで考えられてきたような、非常に高温で均質のカンラン岩の上昇流ではなく、大量の MORB 成分、つまり沈みこんだ海洋地殻を含んだ、比較的低温のカンラン岩の上昇流が提案された (Takahashi et al., 1998)。Fig.II-1-2-15 に、不均質マンツルプリュームによる Columbia River 洪水玄武岩生成モデルを示す。

このモデルによると、マンツルプリュームの推定温度は、従来のものよりも低く、MORB の生成条件から推定されたアセノスフェアのポテンシャル温度よりも約  $50^\circ\text{C}$  高いだけである。また、Grande Ronde 系列玄武岩の生成条件として  $1325^\circ\text{C}$ 、2.0 GPa という値が得られているが、これは、マンツルプリュームが断熱上昇しつつマグマを生成し、最終的にマグマを分離した場所の温度・圧力に相当する。従って、Columbia River 洪水玄武岩を生成した不均質マンツルプリュームは、約 60 km の深さで停止し、主に MORB 成分が選択的に部分溶融してソレライト質



**Fig. II-1-2-14** Liquidus and solidus for a fertile peridotite (data: Takahashi, 1986) and primitive MORB (data: Yasuda, et al., 1994; Takahashi et al., 1998) under dry condition. Estimated site for the GR magma genesis (2GPa, 1350°C) is located almost on the average asthenospheric mantle adiabat (PMT=1280°C). Even considering the necessary latent heat the plume temperature for the Columbia River basalt may be PMT=1350°C which is surprisingly lower than current temperature estimate for mantle plume. (Takahashi, 1997)



**Fig. II-1-2-15** A model for heterogeneous mantle plume head for the initial stage of the Yellowstone hot spot (Takahashi et al., 1998)

の玄武岩マグマを生成したことになる。

同モデルでは、最終的なマグマ生成量を定める要因は、含まれる海洋地殻成分の量が重要となってくる。従ってポテンシャル温度の低いマントルプリュームからも洪水玄武岩が生成することが考えられる。

Grande Ronde 系列玄武岩の Sr, Nd, Pb の同位体比から、MORB 類似の母物質は 1 Ga 以上前の形成年代を示す (Hooper and Hawkesworth, 1993)。これは、一度、地球内部にサブダクションした古い海洋地殻が、Yellowstone ホットスポットの活動開始に伴うプリューム活動で上昇したものと考えられる。Ringwood (1994)の仮説では、670 km の地震波速度不連続面には、沈み込んだ海洋地殻が蓄積されており、それが下部マントルからの上昇流によって局所的に過熱され、マントル浅部へプリュームとして上昇する。

もしも、洪水玄武岩の生成に、ホットスポットが関与するなら、地球内部で保存されていた古い海洋地殻成分の上昇が重要な役割を果たす。そして、プリュームで運ばれるのが MORB 成分そのものだとすれば、プリューム生成場は溶融分化が進行する外核と下部マントル境界ではなく、より低温の 670 km の地震波速度不連続面付近の可能性が高い (Takahashi, 1995)。

#### b) その他の LIP やホットスポットへの不均質プリュームモデルの適用

不均質なマントルプリュームや組成の異なったプリュームの活動が、世界の洪水玄武岩、ホットスポット、そして海嶺・海台の形成に関与した可能性がある。

不均質なマントルプリューム活動の例として、ハワイホットスポットの玄武岩は、パイロライトに似た未分化マントルカンラン岩の部分溶融液に比べ、FeO と SiO<sub>2</sub> に富む (Hirose and Kushiro, 1993; Kushiro, 1996) ことが指摘されており、ハワイの楕状火山をつくるソレアイト質玄武岩マグマは、マントルプリュームに含まれる海洋地殻が融けてできたシリカ (SiO<sub>2</sub> 成分) に富むメルトとカンラン岩の部分融解液が混合してできたとするモデルが提案されている (Hauri, 1995)。Pb 同位体比からは、ハワイプリューム中には、約 1.5Ga に生成し、リサイクルしたスラブが含まれているとの報告もある (Silver et al, 1998)。

また、部分溶融の程度が N-MORB より高いはずの Azores ホットスポットで La/Sm 比が高い理由は、沈み込んだ大陸地殻や堆積岩成分の影響との意見がある (Schilling et al., 1985; Schilling, 1985)。プリューム成分の混入した E-MORB は、同位体比も N-MORB とは異なる。アイスランドや Azores ホットスポットの E-MORB は N-MORB に比べて <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比が高く、逆に <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 比は低い傾向を示す。

組成の異なったマントルプリュームの活動の例として、Pb などの同位体組成が HIMU の特徴を持つポリネシアや、アフリカ周辺の海洋島玄武岩は、リサイクルしたスラブの成分によって、その同位体的特徴が説明されている (Zindler and Hart, 1986)。ただし、主成分元素の特徴はハワイと異なり、Fe に富むが、SiO<sub>2</sub> は、著しく低い (Kogiso et al., 1997)。このような HIMU 玄武岩の起源物質は、ハワイなどのホットスポットとは異なる可能性があり、海洋島の HIMU 玄武岩を生じるマントルプリュームは、海洋地殻がコア・マントル境界の D''層まで沈み込んで、そこで溶融分化して形成された変成かんらん岩が、その主体となっているとの仮説 (Super

plume) がある (Tatumi, 1995)。

Table II-1-2-4 に、Takahashi et al. (1998)による世界の LIP への不均質マントルプリュームモデルの適用例を示す。Takahashi et al. (1998)は、不均質マントルプリュームのポテンシャル温度の違いと最終的なプリュームの停止位置で、世界の LIP の形成を説明している。

ハワイホットスポットの場合、マントルプリュームのポテンシャル温度が高かったため MORB 成分のみならず、プリュームやマントルのカンラン岩も部分熔融し、両者のメルトが混合して形成されたと考えられる。

海洋島玄武岩はほとんどがアルカリ玄武岩であるが、これらもプリュームのポテンシャル温度の違いで説明できる。

アイスランドはハワイと同様に活動的なホットスポット火山であるが、大西洋中央海嶺のちょうど真上に位置するため、マントルプリュームは地表付近まで断熱上昇することが可能である。その場合、最も低いポテンシャル温度 (PMT=1280°C : アセノスフェアのポテンシャル温度) を考えても、MORB 成分ばかりでは無く、カンラン岩も相当量融解し、通常の MORB よりも FeO と液相濃集元素に富み、E-MORB に類似したマグマを形成する。

中央海嶺軸部では、リソスフェアが存在しないため、マントルプリュームすべてが、表面に噴出する。より浅部まで高温のマントルが上がってくるため、減圧効果によって非常に高温になり、大量のメルトが形成され、巨大な海台が作られる。海台の中には、20-30 My かけて形成し、しかもホットスポットとは異なりその後の活動を示す火山列を伴わないものがある (Manihiki 海台など)。これは、上部マントル中の高温異常マントルと中央海嶺の相互作用で形成された可能性がある。

#### 1-2-4 洪水玄武岩の成因と PGE 鉱化作用について

##### (1) 洪水玄武岩の成因と PGE 鉱化作用

PGE はその大部分が地球創生期に核に濃集しており、さらに、基本的に固相に濃集するため、分化が進んだ大陸地殻にはほとんど含まれていない (Table II-1-2-5)。従って、洪水玄武岩中の PGE の起源は、マントルに求めるのが妥当である。また、洪水玄武岩形成時には通常の火成活動と比べて大量のマグマを発生するため、大規模な熔融が起こり、通常は固相に濃集する PGE も、生成するメルト中に比較的少量に含まれる可能性が高い。

以上のことから、PGE 鉱化作用をもたらす洪水玄武岩の起源マグマとしては、マントルプリュームを起源とし、且つプリュームや周囲のマントル物質を大規模に部分熔融して発生したものが望ましいと考えられる。

ただし、前述の条件は LIP 全般に言えることであり、PGE 鉱床の形成には、地殻の混染による珪酸塩成分および硫黄の供給や地域的なテクトニック・セッティングなどの、PGE 濃集を左右する要素の方が重要だと思われる。

**Table II-1-2-4 Variety of the magma expected from the heterogeneous mantle plume model**

		Final depth of plume		
		Shallower ←		→ Deeper
		0 km ---	--- 50 km ---	--- 100 km
Lower ↑ 1300°C  <b>Potential temperature of plume</b>  ↓ 1400°C Higher	<b>MORB</b>	<b>Columbia River flood basalt</b>	<b>Oceanic island basalt</b>	
	olivine tholeiite	basaltic andesite	alkali basalt	
	<b>Iceland</b>	<b>Deccan flood basalt</b>	<b>Hawaii shield volcano</b>	
	Fe rich olivine tholeiite	Fe rich olivine tholeiite	Fe, K and Ti rich olivine tholeiite	

**Table II-1-2-6 Abundance of some transitional metals in earth and planetary materials (Naldrett, 1989)**

	(ppm)				
	Fe	Ni	Pd	Ir	Pt
Carbonaceous chondrites (Planetary system)	270,000	16,000	0.545	0.540	1.02
Total earth (32.4% of core + 67.6% of mantle)	334,000	30,000	1.25	1.14	2.79
Earth's crust	50,000	75	0.001	0.001	0.005
Earth's mantle (Alpine peridotite)	60,000	2,500	0.013	0.006	0.073
Earth's core (Iron meteorites)	907,000	88,000	3.82	3.53	8.45