

3.2 海嶺の火山活動

3.2.1 海嶺の地形・地質

a. 海嶺の長さ と 噴出率

海嶺での火山活動は、噴出物の量で地球上の火山活動のおよそ 80% を占める(表 3.1?)。そこでの拡大速度は、北極海嶺やインド洋南西海嶺の 1cm/年 (10km/Ma) 未満から、東太平洋海嶺南緯 8-15 度の 16cm/年に渡るまで広い範囲にある。拡大速度が年間 10cm の海嶺では溶岩の単位長さ当たりの噴出率は約 $2 \times 10^{-4} \text{ km}^3/(\text{年} \cdot \text{km})$ であり、活動的な島弧の噴出率(例えば、東北日本弧の噴出率: $2 \times 10^{-6} \text{ km}^3/(\text{年} \cdot \text{km})$) と比べるとほぼ 2 桁大きく、海嶺は地球内部の熱のマグマによる排出の主要な場であると云えよう。

b. 海嶺の拡大速度と地形・溶岩組成の相関

海嶺は幅数千 km、比高 2~4 km の広大な高まりで、世界の海洋につながる延長約 5 万 km の大山脈である。海嶺での火山活動はその中軸部に集中している。海嶺中軸部の地形は海嶺の拡大速度によって系統的に変化する。すなわち、大西洋中央海嶺のように拡大速度が比較的小さい海嶺では、海嶺の高まりの頂部には幅数十 km、深さ 2~3 km の中軸谷が発達しており、その底は幅数 km で比較的平坦である。海嶺の拡大速度が大きくなると中軸谷の深さは浅くなり(ガラパゴス海嶺, 東太平洋海嶺南緯 17~22 度; 16cm/年) 中軸部はむしろ凸状の丘の連なりからなり、その中軸の幅 1km 以下の部分に浅い窪地 (AST: Axial Summit Trough) が生じている。

海嶺中軸部での火山岩の産状については、FAMOUS 地域 (French-American Mid-Oceanic Uncer Sea Study) や EPR (East Pacific Rise: 東太平洋海嶺) 等での潜水艇による直接的な観察によって具体的にとらえられている。FAMOUS 地域は、大西洋中央海嶺 (Mid-Atlantic Ridge) 北緯 36°50' に位置し、幅 3km の中軸谷の底の部分の地質図が作成された (Ballard and van Andel, 1977)。個々の小丘の規模は比高 100~200m で平面的な大きさは $0.5 \times 1 \sim 1 \times 5 \text{ km}$ であるので、体積にすると 10^{-2-0} km^3 程度である。海嶺での深海掘削による海洋底基盤玄武岩層のユニットの厚さは数 m ~ 200m であり、それは海嶺中軸谷での小丘の積み重なりを代表すると考えられる。深海掘削の 1 ユニット内では岩石磁化方向がほぼ一定であり、その噴火は比較的短期間(せいぜい数百年)に生じたものであろう。海嶺中軸谷での調査結果でもう一つ重要なものは、数 km の範囲内で玄武岩の化学組成は多様であり、お互いに独立な初生マグマに由来する玄武岩が隣り合って産することである。このことは大西洋中央海嶺の中軸部直下では、マグマ溜まりがあったとしても幅 1 km 以下の小規模なものであることを示している。地震観測の結果もこの地域での大規模なマグマ溜まりの存在に否定的である。一方、比較的拡大速度の大きい(6~15cm/年)ガラパゴス海嶺、東太平洋海嶺などでは枕状溶岩の外に層状溶岩(sheet flow)、縄状溶岩が多く観察された。これらは海底への溶岩流出速度が大きい場合生じると考えられている(図 3.2.2)。個々の溶岩流の規模は、大西洋中央海嶺中軸谷中の小丘とそれほど変わらないか、やや大きい。東太平洋海嶺では地震波の観測から比較的大きなマグマ溜まりが、周期的に

分布することが知られている。溶岩の化学組成も海嶺軸に沿って周期的に変化し、比高の大きな部分ではより高温で比較的均質なマグマが、末端部では多様な組成で平均するとより低温のマグマが噴出している。

火山活動の大部分は海嶺中軸部の幅数km～数 10 kmの部分に集中し、そこでは主に割れ目噴火で生じる単成火山が集積する。周辺には小規模な複成火山をなす海山も分布する。パーフィット・チャドウィック(1998)によると、高速拡大境界では、新しい火山活動の範囲は中軸部数 100mに限られ、一方低速拡大境界では中軸部から数 kmに広がって火山活動が生じる。単位長さ当たりの噴火頻度は拡大速度 2cm/年では 1 万年当たり 1 回で、拡大速度が増加すると指数関数的に増加し、拡大速度 10cm/年では数年に 1 回程度となる。また一回の噴火で生じる噴出物量は低い拡大速度では数 1000 万 m³～数億 m³であるのに対して、高速海嶺では数 10 万～数 100 万 m³程度と小さい噴出単位となる(図 1)。海嶺下のマグマ溜まりの存在については地震波を用いた検討がなされており、拡大速度が高い東太平洋海嶺では定常的なメルトレズが観測されているのに対し、拡大速度が 2cm以下では定常的なメルトレズは存在しないものと考えられている。

c. 溶岩の種類

噴出物はおおまかに、層状溶岩(sheet flow)、枕状溶岩(pillow lava)、ハイアロクラスタイト(hyaloclastite)に区分される。活動の水深は 2,000～3500m(200-350 気圧に相当)にあり、噴火の原動力としてマグマの発泡の役割りは小さい。Bonatti & Harrison(1988)は拡大速度に対応して溶岩の種類が変化することを示した。(図 2)すなわち、層状溶岩の割合が拡大速度とよい正相関を示し、高速拡大境界の溶岩の大半は層状溶岩となる。一方、低速拡大境界では大半の溶岩は枕状溶岩となる。これは噴出率の違いを反映しているものと考えられる。

d. 海嶺の不連続性、セグメント構造、伝播性海嶺、重複拡大境界

海嶺はその延長方向で様々な不連続を示す。最も大きな規模のものはトランスフォーム断層であり海嶺探査の初期に発見され、1960 年代の海洋底拡大説やプレートテクトニクスの誕生の際にその成因が重要な役割を果たした。一方、1980 年以降の詳細なマルチビーム海底地形探査や玄武岩の検討から、海嶺はその延長方向で様々な波長でセグメント構造とよばれる高まりを呈し、噴出物の種類、溶岩の性質に系統的な変化が認められることが判明した。それらのセグメント構造は、トランスフォーム断層と関連した伝播性海嶺や、より小規模な海嶺の不連続である重複拡大境界と密接に関連している(図 3)。

伝播性海嶺(propagating rift)は海嶺における地磁気異常縞模様が破碎帯に斜交する現象を説明するモデルとして Hey, R.N.(1977)により提唱されたもので、破碎帯で結ばれた不連続な海嶺の片方が海嶺軸に平行に伝播(進行)し、もう一方が漸次終息(退行)するというモデルである。世界の海嶺で拡大速度に関係なくこのような現象が認められ、それは海嶺を挟んで対称的な V 字型の地磁気異常縞模様として認識される。この V 字型の海嶺となす角度は海嶺の拡大速度と伝播速度(=終息速度)の比によって決まる。多くの例では伝播性海嶺と退行海嶺は少し斜交しており、このような伝播性海嶺がプレートの運動(拡

大) 方向の変化に伴う拡大方向の調整をしていることが考えられる。

一方、重複拡大境界 (OSCs: overlapping spreading centers) は海嶺軸の小規模なずれがある場合、ずれた部分で2つの海嶺が並んでいる場合を云う。通常、重複した2つの海嶺の距離は0.5~10kmであり、重複した長さは距離の3倍程度である。重複した部分では互いの海嶺の間に小規模な楕円状の海盆が生じ、海嶺はその海盆を囲むように弧状になることが多い。比較的大きな重複拡大境界は外側に過去の海嶺や海盆の痕跡が認められある程度安定であると考えられるが、小規模な重複拡大境界は外側に痕跡が残らず、一時的に存在するものと考えられる。これらの重複拡大境界でも片方の海嶺が伝播し、もう片方が退行する場合があります、近年はそれらについて詳細な地球物理的観測からマグマ溜まりがある程度連続して存在することが示されている。また玄武岩の化学組成は、セグメント構造の地形的高まりではより高温の均質なマグマが噴出し、マンツルのダイアピルのな上昇に対応していると考えられている(図3)。海嶺の不連続はセグメント構造の地形的低所で生じ、そこでは地殻が薄く、玄武岩組成は不均質で定常的なマグマ溜まりが殆ど存在しない。

e. 海嶺での火山活動の観測・観察

海嶺の火山活動はアイスランドを除いて深海中でおこなわれるため、一般にその直接的な観察は容易でないが、1989年にJuan de Fuca海嶺で噴火活動を音波等でモニターした事例や、1991年に東太平洋海膨で溶岩流出直後の高温熱水噴出の直接観察が初めておこなわれた例などがある。1998年1月25日には、東太平洋のファンデ・フォーカ海嶺で、海底火山活動をモニターする目的で設置された測深・測温機器が溶岩流により3.5メートル持ち上げられ、その後溶岩のドレインバックにより沈下し、最終的には約1mの厚さの溶岩が残る事例があった(Fox et al., 2001)。この際、測温機は約4の温度上昇を記録した。海嶺での火山活動の間接的な手法としては次のようなものがある。高分解能音波探査、地震波探査、電磁気探査、潜水調査船や深海カメラによる海底観察、ドレッジや深海掘削による火山噴出物の採取とそれらの岩石学的・地球化学的研究、海水についての地球化学的観測、および陸上に露出した過去の海洋地殻断面(オフィオライト)の観察、など。今後、活発な海嶺での定常的観測体制が整えば、直接的な海底噴火現象の観察が可能となるであろう。

f. 海嶺周辺の海山と火山のサイズ分布

海嶺の火山活動は基本的には、割れ目噴火であり単性火山の集積であると云える。ただ、海嶺の周辺には多数の小規模な海山が知られ、それらは複成火山であると考えられる。海洋底の詳細な海底地形図をみると、比高3000m以下の海山が数多く認められる。これらの海山については高い分解能を持った多重音響測深記録によって詳細な地形図が得られ、またそれらを構成する岩石についても詳細な研究が行われている。載頭円錐形の形とランダムに分布した多数の海山の高さが指数分布をとるという仮定に基づいて太平洋東部の測深プロフィールの解析をおこなった結果、この地域の海底の約6%が海山によって覆われており、体積では海洋地殻の約0.4%(27m厚相当)を占めるという結果が得られた。また

分布密度は比高 300m 以上の海山が平均 1600 ± 400 個 / 10^6km^2 存在する。この分布密度が平均的なものであるとすると、世界の海洋地域全体では数十万個の海山が存在することになる。ただし、その大部分は比高 1000m (体積約 30km^3) 以下の小さいもので、巨大海山列をなすホットスポットの海山とは体積頻度分布、岩石の化学組成などで明瞭に区分される。海嶺中軸部の単成火山と小規模海山のソレイトは記載岩石学的、地球化学的にほぼ等しい性質を有する。

3.2.2 岩石学的性質

a. 海嶺玄武岩の名称と一般的性質

海嶺での火山活動で生じる火山岩は、大部分が比較的未分化なソレイト質なもので、地球上で広範囲にたいへん一定した組成を有している。近年では、深海掘削、ドレッジ、潜水艇による調査で得られた海嶺地域の火山岩類について主成分、微量成分、同位体組成分析が進んだ結果、海嶺玄武岩が地球上で占める特異な位置が明らかにされた。これらの玄武岩は、海洋底玄武岩(ocean-floor basalt)、深海玄武岩(abysal basalt)、深海性ソレイト(abysal tholeiite)、海嶺玄武岩(oceanic-ridge basalt)、中央海嶺玄武岩(mid-oceanic ridge basalt: MORB)などと呼ばれる。その性質は以下のように纏めることができる。

- (1) 比較的一様なアルカリに乏しいソレイト質組成を有し、未分化で Mg 値 ($100 * \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) が 50 - 70 のものが多い。
- (2) ポテンシャルマントル温度は 1300 程度であり、拡大に伴う受動的マントル上昇によりマグマが発生すると考えられる。
- (3) 斑晶鉱物は、かんらん石、クロムスピネル、斜長石、単斜輝石などが含まれる。
- (4) K, Rb, Ba, H_2O 等の液相濃集元素に乏しく、 $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} < 1$ 、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が 0.702 - 0.703 と低く、給源マントル物質が著しく枯渇していると考えられる。
- (5) 海嶺軸に沿って、数 10 km の周期で組成が変動し、マントル湧昇が海嶺軸に沿って不連続にくびれた構造を持つと考えられる。これはポテンシャルマントル温度、かんらん岩の組成不均質、表層の断裂帯の分布等によっている。
- (6) 海嶺の拡大速度に応じた組成変動が認められる。また、同位体組成と主成分組成が無相関である場合が多い。
- (7) U-Th系の非平衡からの噴出年代、上昇速度の見積もりがおこなわれるようになり、メルトの分離から噴出まで短時間で生じること、海嶺軸部から 4km 離れた処での噴火活動が生じていることが明らかになった。

b. 海嶺玄武岩の初生マグマ組成とポテンシャルマントル温度

海嶺の噴出物は大部分が液相濃集元素および揮発性成分の乏しいソレイト質玄武岩である。海洋底拡大によるマントルの湧き上がりは、そのヌッセルト数(対流による熱輸送速度/熱伝導による熱輸送速度の比)が小さく、断熱的であると考えられる。マントルでの部分熔融液の集積は極めて低い部分熔融度で生じることがかんらん石、メルトのぬれ角から推定されており、部分熔融液の分離効率は十分高いと考えられる。マントルの断熱的上昇では、部分熔融度やマグマ発生量は、ポテンシャルマントル温度によって決まり、こ

れまでの高温高圧実験によって較正すると，海洋地殻の厚さ約 6 - 7 km のマグマを発生する条件として海嶺のポテンシャルマントル温度は約 1300 程度と考えられる（図 4）（McKenzie & Bickle, 1988）．ここでポテンシャルマントル温度とは，融解の潜熱を無視した場合のマントル温度を断熱的に地表迄外挿した温度である．この条件での初生マグマ組成は MgO 量は 10-12wt% 程度である．海嶺のマントル上昇はホットスポットの影響のない部分では受動的にプレート拡大に伴って生じると考えられ，そのポテンシャルマントル温度は 1,300-1400 程度であり，ホットスポットの影響のある海嶺では 1400-1500 である．ホットスポットではポテンシャルマントル温度は約 1500-1600 で，通常のマントルよりも 200 程度高温である．（図 4）

c. 海嶺玄武岩の分化の程度と多様性

海嶺玄武岩の初期の岩石学的研究では，限られた地域 of 海嶺玄武岩の組成変動がかんらん石，斜長石，単斜輝石等の結晶分別で説明できることが示された（Bryan and Morre, 1977）．スパークスとハパート（1984）は海嶺玄武岩で Mg 値が 55 - 60 のものが最も多く噴出していることに関して，そのような組成のマグマが，一連の結晶分化過程で生じるマグマの中で密度が最小になることを示した．従って地下のマグマ溜まりでは，中程度に分化したマグマが上位を占め，より噴出しやすいと考えられる．より分化した鉄に富む玄武岩質マグマはマグマ溜りの下部を占め，固化して鉄斑れい岩を形成する．

Klein & Langmuir (1987) は，各海洋の海嶺玄武岩の組成を MgO=8% に規格化（MgO 変化図で MgO=8wt% のときの各酸化物の重量% で，例えば，Na₂O については Na8.0 と表示する）することにより全地球的な元素相関を認め，それらが，海嶺の深さ，地殻厚さと密接な相関を有することを指摘した．図 5 に示すように，Na8.0 は Fe8.0，Ti8.0，Ca/Al8.0 と逆相関を示し，海嶺の深さとは正の相関を示す．このような海嶺の平均的な玄武岩組成と水深の相関はほぼ海嶺下のポテンシャルマントル温度（PTM）の違いで説明できる．つまり，PTM の大きな海嶺では，マントルの上昇は浅くまで生じ，部分熔融度のより高いメルトがより多く発生するため，地殻が厚く，海嶺の水深は浅く，マグマの Na₂O 量は低く，また FeO 量は高くなる．

一方個々の海嶺について，地域的な組成変化を検討すると，グローバルな組成相関とは異なる組成相関が見出された．図 6 にあるように，個々の地域での Na8.0 は Fe8.0 とは正相関を示している．このような地域的な組成変動については，給源かんらん岩組成の多様性，特に含水量による可能性が指摘されている．一方，海嶺での拡大速度が噴火する玄武岩組成に影響を与える場合や，大陸から海嶺の距離が相関を示すことから，マントル組成の大陸下マントルからの影響も指摘されている．

d. 海嶺玄武岩の含水量・揮発性成分組成

海嶺玄武岩中の水を始めとする揮発性成分については，特に枕状溶岩の急冷周縁ガラスや斑晶ガラス包有物の分析が行われている．例えば，Saal 他（2002）は東太平洋海膨のシカエロス断裂帯の枯渴しかつ未分化な N-MORB (Normal MORB の略) について，かんらん石斑晶中のメルト包有物と石基ガラスの揮発性成分の分析をおこない，それらが発泡の影

響を受けておらず，初生的な揮発性成分量，液相濃集元素組成を有することを示した．そのH₂O量は0.04-0.1wt% ,CO₂量は100-200ppmであり ,Cl, Nb量等ともよい相関を示す．この分析結果から，大半の海嶺玄武岩はCO₂について飽和して，海底で発泡脱ガスしていることが示唆された．ただ，発泡の大半はCO₂の飽和によるもので，H₂Oについては脱ガスの影響は少なく，N-MORBガラスの含水0.1-0.5wt% (平均0.3wt%) は元々の値を示すと考えられている．海嶺玄武岩の一部には，海底から引き上げると大気圧下で弾けてしまう発泡度16-18%の「popping rock」というものがあるが，これは気泡の大半を占めるCO₂が全岩で4000ppm程度含まれたものである．

e. 海嶺玄武岩の生成モデルと橄欖岩の含水量

海嶺でのプレート拡大に伴うマントル上昇流については，鉍物物性の面からの検討がされており，特にかんらん石中の含水量(50ppm程度)がそのレオロジーに大きな影響を与えることが指摘されている．マントル中のいわゆる無水鉍物が若干の水を含み，例えばかんらん石の場合，無水条件と比べると含水条件ではその粘性係数が2桁程度小さくなることが実験的に示されている．Karato(1988)は，マントルかんらん岩の部分溶融が生じるとそれまでかんらん石に含まれていた水がメルト中に入るため，かんらん石の含水量が低下して，かんらん岩全体としては粘性係数が増加することを指摘した．Hirth & Kohlstedt(1996)はこのモデルをさらに定量的に検討し海嶺玄武岩の給源マントルではかんらん石にH/10⁶Si比で810±490の水が含まれていることを推定し，さらに，このようなマントル物質が，ポテンシャル温度1350で上昇した場合，深さ115km程度で部分溶融が開始し，ドライソリダスと交差する深さ65kmではかんらん石の含水量は<10ppmでかんらん岩の粘性係数は深部での10¹⁸Pa secから10²¹Pa secに上昇することを指摘した．プレートの下でマントル対流が生じる粘性の閾値が10¹⁹Pa sec程度と推定されており(Forsyth, 1992)，Hirth & Kohlstedt(1996)の結果は，海嶺下ではプレートの厚さが温度分布だけでなく，含水量でも左右され，60km程度になり，そのダイナミクスを理解する上で水の分布と部分溶融過程による再分配が重要であることを示した．マントルかんらん岩のレオロジーはこの他に，鉍物組成や粒径，変形速度等にも依存し，今後より精度の高い物性論に基づく計算機実験が進むと考えられる(例えば，Braun他，2,000)．また，近年地震波，電磁気観測等により海嶺下マントルの微細構造が解明されるようになっており，MELT(Mantle Electromagnetic and Tomography)実験では東太平洋海膨下マントルの非対称性が，地球物理学的観測，物性論に基づく計算機実験，岩石学的分析等から総合的な検討がおこなわれている．

f. ハフニウムパラドックス

わずかな水の存在によりかんらん岩のソリダスが低下し部分溶融が深部で生じるという考えは，海嶺玄武岩の微量成分の特徴からザクロ石が部分溶融に関与した証拠が認められることと調和的である．Salters & Hart (1989)は，海嶺玄武岩に見られる高いハフニウム同位体比(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)と低いLu/Hf比の関係を「ハフニウムパラドックス」と呼んだが，これは海嶺下でマントルの部分溶融がザクロ石の安定な領域(>70km)で生じたとすれば，

重希土であるLuがザクロ石に入り海嶺玄武岩の低いLu/Hf比をうまく説明できる。マントルかんらん岩中では玄武岩質メルトのかんらん石に対する濡れ角は 60 度以下で微小な部分溶融液が連結して容易に集積すると考えられており，深部で溶融した液が周囲のかんらん岩と反応することなくより浅所で発生した液と混合することにより，微量成分と同位体組成に深部の液の特徴が反映されるものと考えられている。

g. 同位体非平衡とマグマ過程の時間スケール

ウラン 238，ウラン 235 およびトリウム 232 壊変系列にはそれぞれ多様な放射性核種が含まれる。系が十分長時間閉じた状態に保持されると母核種と娘核種の存在比は夫々の半減期の比に等しくなり，この状態を放射平衡と呼ぶ。放射(同位体)非平衡は，部分溶融，結晶分別，マグマ混合，脱ガス等のなんらかのマグマ過程で，母核種と娘核種の分別が生じ，放射平衡が破られた状態と呼ぶ。同位体非平衡が生じた後，マグマが噴出固化した場合は系は閉じ，半減期に従って徐々に放射平衡状態に漸移してゆく。従って，火山岩試料で同位体非平衡が観測されれば，それから母核種と娘核種の分別以降の時間スケールを推定することができる。 ^{238}U (半減期: $4.47 \times 10^9 \text{yr}$)系列の主な壊変核種は ^{230}Th ($7.6 \times 10^4 \text{yr}$)， ^{226}Ra (1600yr)， ^{210}Pb (22.6yr)， ^{210}Po (138day)などである。例えば，部分溶融でU/Th比が分別した場合(通常ざくろ石では $D(\text{U})/D(\text{Th})=3-5$)，液にThが濃集し， $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比は同位体平衡の値よりも高い値にずれる。最近噴出した溶岩については通常そのような非平衡が認められ，部分溶融過程の経過時間は数 10 万年(^{230}Th の半減期の 10 倍)以内であることが考えられる。実際には，同位体非平衡の解釈については，給源物質の組成の不均質，部分溶融での元素分配機構，マグマ混合，結晶分別過程等，多くのパラメータを含むモデルでの検討が必要である。近年，他の長い半減期の同位体(Sr,Nd,Pb等)，微量元素，主成分と同位体非平衡をあわせた総合的なモデルの検討がおこなわれるようになっている(この問題に関する総説はReviews in Mineralogy & Geochemistry, vol.52, 2003にある)。

h. 熱水活動と鉱床・生物活動

1979年に東太平洋海嶺北緯 21N でブラックスモーカー(300-400 の硫化物粒子を含む黒色の熱水噴出)が見られて以来，多くの海嶺で同様のブラックスモーカーやホワイトスモーカー(高温であるが硫化物粒子を含まない熱水噴出)が発見されている。海嶺での熱水活動は海洋地殻の形成・進化，および多様な鉱床の形成に関与する。TAG(Trans-Atlantic Geotraverse)熱水地域は大西洋中央海嶺北緯 26 度 08 分に位置しており，直径 200m 高さ約 50m の主に硫化物の角礫から成るマウンドに多数のブラックスモーカーやホワイトスモーカーが噴出している。このマウンドは国際深海掘削(Ocean Drilling Program)計画第 158 航海で掘削されその構造が明らかにされた。このマウンドの特徴は，破碎された角礫から構成されており，その中に硬石膏(anhydrite)が多量に含まれていることである。硬石膏は海水中では 150 以上で飽和するが低温では不飽和で溶ける性質を持つので，高温のマウンドでは安定に存在するものの，低温部では溶出して周囲の硫化物を力学的に不安定にして崩壊を引き起こし多量の硫化物の角礫を生じると考えられる。TAGでの観察は，現在陸上の硫化物鉱床とたいへん類似している。また，TAGをはじめ，多くの熱水噴出孔

の周囲にはこれまで知られなかった代謝系を持つ生物群集が発見されている。さらに、地殻内深部の様々な環境下に多様な微生物生態系が存在することが明らかにされつつある。1000mを越す深海掘削ボーリングコアでも多様な微生物種が同定されており、地球上での生命の誕生の問題とも関連して、今後の中央海嶺研究の方向の一つを示している (Kelley 他, 2002)。

3.2.3 背弧海盆の火山活動

背弧海盆 (back-arc basin), または縁海 (marginal sea) の拡大の原因としては、上盤プレートが海溝軸から遠ざかる報告に運動する場合、海溝軸が大洋側に移動する場合、沈み込みプレートの引きずり込みによる二次的な対流の上昇域で拡大が生じる場合、などが考えられている (Uyeda & Kanmori, 1978)。いずれにしても、島弧の大陸側で張力が働き、そこでプレートの拡大に伴って火山活動が生じる。その結果形成される海洋地殻は大洋のものと同ほほぼ同じ厚さ、構造を持つ場合が多く、その形成機構がほぼ同じものであることを示唆している。しかし、背弧海盆と大洋では次の3点で違いが認められる。すなわち、背弧海盆では地磁気異常縞模様の振幅が大洋の場合と較べて小さく、また拡大の中軸谷の地形が明瞭でない場合が多い。また、背弧海盆の基盤岩を構成する岩石は MORB と島弧ソレイトの中間的な性質を有しており、多かれ少なかれ沈み込みプレートの影響を受けていると考えられている (Taylor & Martinez, 2002)。さらに、日本海の場合のように、地殻が異常に厚く (15km)、玄武岩組成も通常の背弧海盆のものよりもホットスポット玄武岩に近い場合がある。

- 文献 (できるだけ最近の主要なものを挙げた。以前の文献はこれらに引用されている)
- Braun, M.G., Hirth, G. and Parmentier, E.M. (2000) The effects of deep damp melting on mantle flow and melt generation beneath mid-ocean ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, 176, 339-356.
- Hirth, G. and Kohlstedt, D.L. (1996) Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 144, 93-108.
- Kelly, D.S., Baross, J.A. and Delaney, J.R. (2002) Volcanoes, fluids, and life at mid-oceanic ridge spreading centers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 30, 385-491.
- Langmuir, C.H., Klein, E.M., and Plank, T. (1992) Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges, in *Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges*, *Geophys. Monograph*, 71, Amer. Geophys. Union, 183-280.
- Macdonald, K.C., et al. (1988) A new view of the mid-ocean ridge from the behaviour of ridge- discontinuities. *Nature*, 335, 217-225.
- McKenzie, D. and Bickle, M.J. (1988) The volume and composition of melt generated

by extension of the lithosphere. J. Petrol., 32, 1021-1091.

Niu, Y., Bideau, D., Hekinian, R., Batiza, R. (2001) Mantle compositional control on the extent of mantle melting, crust production, gravity anomaly, ridge morphology, and ridge segmentation: a case study at the Mid-Atlantic ridge 33-35 N. Earth Plan. Sci. Lett., 186, 383-399.

Perfit, M.R. and Chadwick, W.W. (1998) Magmatism at mid-ocean ridges: constraints from volcanological and geochemical investigations. in Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges, Geophysical Monograph 106, American Geophysical Union, 59-115.

Taylor, B. and Martinez, F. (2002) Back-arc basin basalt systematics. Earth Plan. Sci. Lett., 210, 481-497.

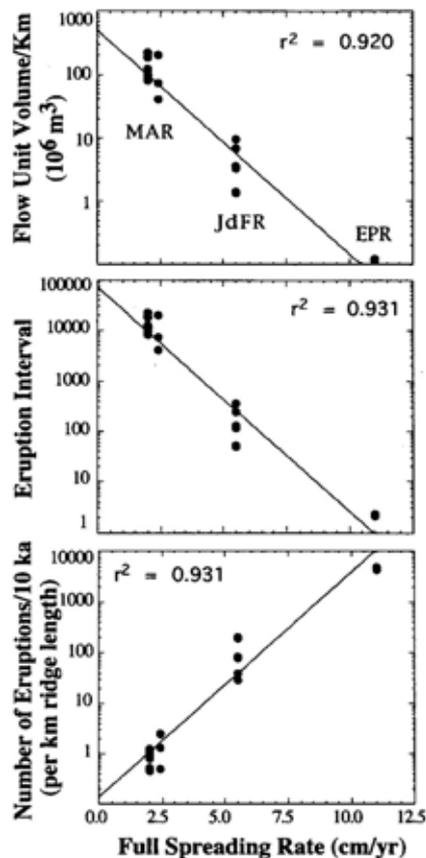


図1 海嶺拡大速度と火山活動による山体体積，噴火間隔，単位長さ当たり1万年の噴火回数の関係(Perfit & Chadwick, 1998) .

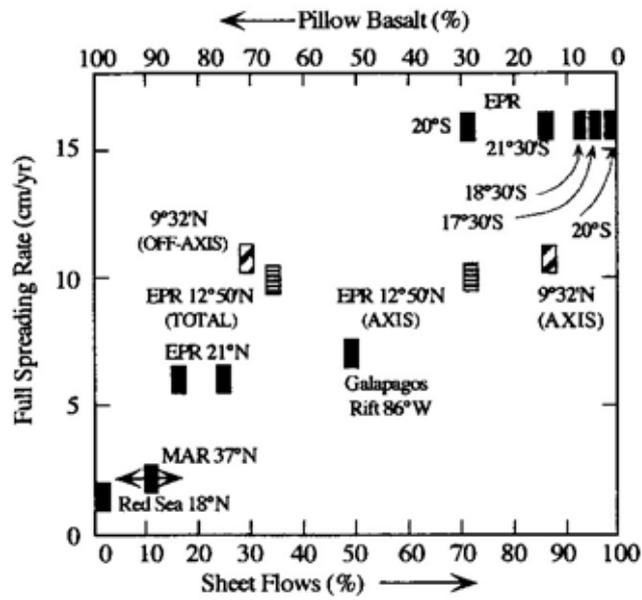


図2 海嶺の拡大軸での層状溶岩と枕状溶岩の面積比と拡大速度の関係。(Bonatti & Harrison, 1988)

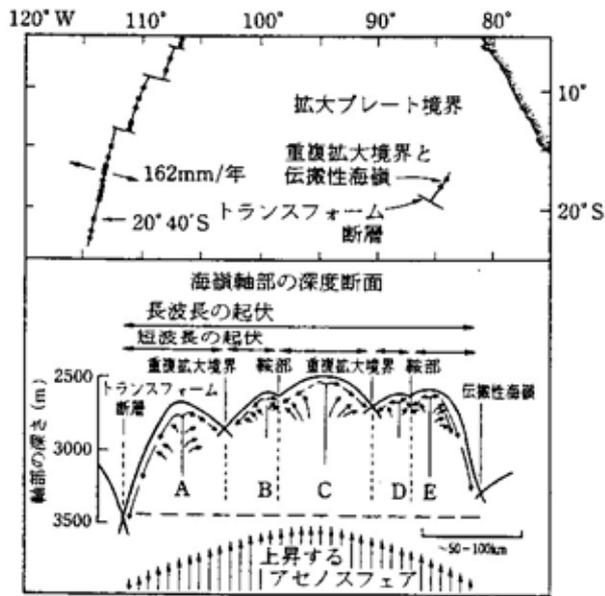


図3 南部東太平洋海膨での重複拡大境界と伝搬性海嶺の分布, および海嶺の分割に関する海嶺軸部での深度断面(Macdonald 他, 1988). A - Eでは, 各々部分溶融した上部マントルからマグマが分離し, 海嶺軸部のマグマ溜りへマグマの注入・更新がおこなわれる. マグマは上昇し, 軸部沿いに給源から離れると下降する. 海嶺軸部の深さに対応してマグマの化学組成が変化する(図4を見よ)(MacDonald ら, 1988)

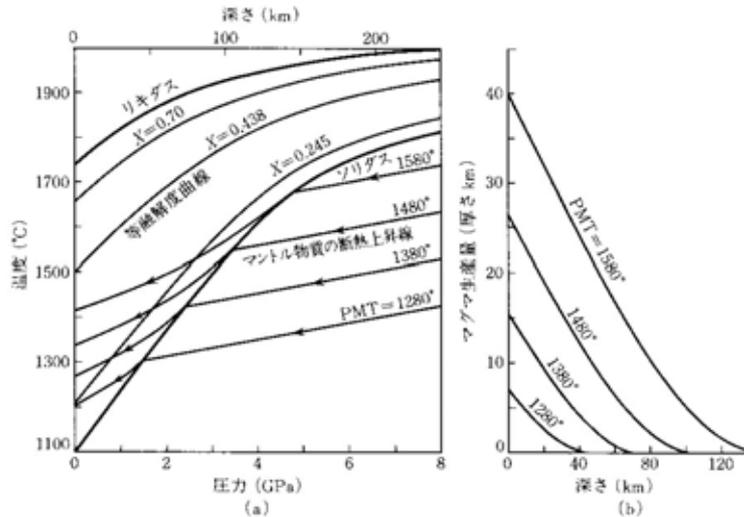


図4 ポテンシャルマンツル温度とマグマの生成量の関係 (McKenzie & Bickle, 1988) . (a) 地球でのマンツルかんらん岩のリキダス温度, ソリダス温度と, ポテンシャル温度勾配を, 圧力に対して示した図. リキダスとソリダスの間の曲線はそれぞれの数字の部分溶解割合を示したもの. 1,280 ~ 1580 の5つの曲線は夫々の等ポテンシャル温度を示す. 但し, 融解熱を 250J Kg^{-1} とした場合. (b) それぞれのポテンシャル温度で生じるメルトの厚さを深さに対して示した図.

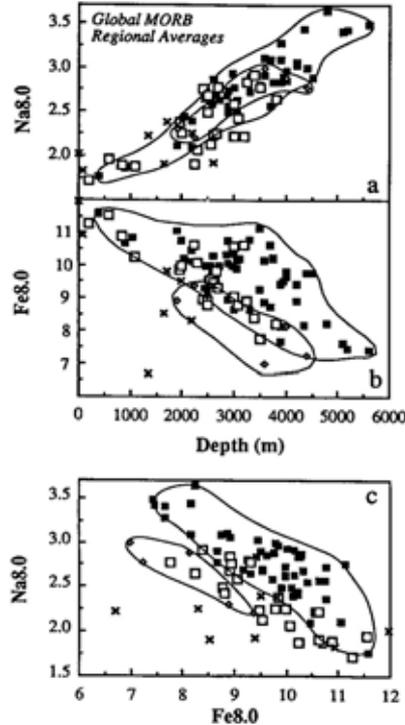


図5 汎地球的な海嶺の軸部の深さと玄武岩の化学組成 (平均) の関係 (Langmuir ら, 1992) . Na8.0, Fe8.0 は夫々, $\text{MgO}=8.0\text{wt}\%$ での Na_2O , FeO 合計の重量%. 〇は通常
の海嶺, □はガラパゴス, アゾレス, ヤンメイヤン, アイスランド, トリスタン, プーベ
ホットスポットに影響を受けた海嶺, ×はホットスポット直上の海嶺, △は背弧海盆.

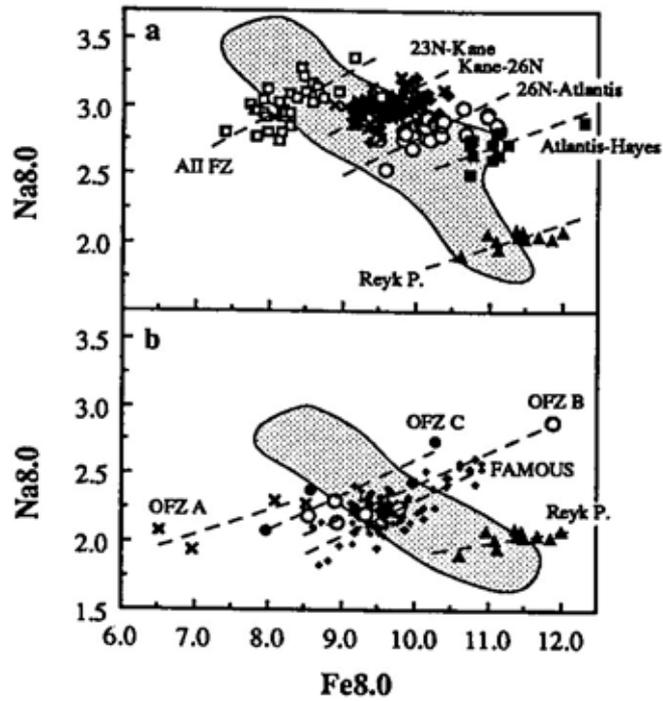


図6 玄武岩組成について、個々の海嶺地域のデータと全体のトレンドの違いを示したものの (Langmuir ら, 1992). a: 通常海嶺の組成関係. 個々の地域のデータと全体のトレンドの比較. b: ホットスポットに影響を受けている海嶺での個々の地域のデータと全体のトレンド.