環太平洋地域第四紀島弧玄武岩類の 主化学組成とテクトニクス

高 橋 正 樹*

Major Elemental Chemistry of Quaternary Arc Basalts in the Cricum-Pacific Region and its Tectonic Implications

Masaki TAKAHASHI

I. はじめに

“島弧”は、中央海嶺で生産された海洋性リソスフェアが再び上部マントルへと還元されて行くプレート消費境界である。すなわち、“島弧”の性格を規定している最大の要因は、沈み込む海洋性リソスフェアの性質にあるといえよう。海洋性リソスフェアの性質は、その形成年代と深い関係を持っている。中央海嶺において部分溶融した上部マントルから生成された海洋性リソスフェアは、移動するにつれて固化・冷却し、密度を増して行くからである (e.g. YOSHII *et al.* 1976)。年代の古い海洋性リソスフェアは冷たくて重く、これに対して年代の若いものは暖かくて軽い。したがって、前者が沈み込めば、冷たいために周辺のマントルと熱的に同化しにくくより深部にまで到達し得ると同時に、重いために大きな負の浮力が働いて沈み込みの速度が速くなり、さらに沈み込みの角度も急になる。これに対して、後者が沈み込めば、熱的に同化されやすいために到達深度が浅くなり、しかも軽いために負の浮力が減少して沈み込み速度がおそくなり、沈み込み角度も浅くなる (e.g. RUFF and KANA-MORI 1980)。また、海洋性プレート上には、厚さ30kmにおよぶ厚い地殻を有する非震性海嶺や海台あるいは微小大陸などが多数分布している

が (NUR and BEN-ABRAHAM 1982)、これらは密度が小さく軽いために、その沈み込みは年代の若いプレートのそれと類似の効果をもたらすであろう。ここでは、形成年代や非震性海嶺・海台の存在に応じて様々な性質を示す沈み込み海洋性プレートの側から“島弧”を眺め直してみたい。島弧では一般にマグマ活動がみられるが、冷たくて重くなったリソスフェアが沈み込んで行く場所でどうして熱くて軽いマグマが上昇してくるかは、これまで大きな謎とされてきた。“島弧”が沈み込みプレートの運動によってその性格を決定されているとすれば、島弧マグマ活動の成因は、上部マントル全体を包括するような大きな系で考えて行く必要があるだろう。一方、上部マントルで生成され得ることがほぼ確実なマグマは玄武岩質のものである。したがって、上部マントルの情報を最も良く伝達してくれるのは玄武岩質マグマであるといえよう。以下では、島弧玄武岩の主化学組成 (特にアルカリ量) に着目し、沈み込みプレートと島弧マグマ活動との関連について、環太平洋地域を例として検討してみたい。

II. 低アルカリ・ソレアイトと沈み込み プレート

日本列島は、ジュラ紀～白亜紀の古い形成年代を示す太平洋プレートの沈み込む東日本弧と、古

* 茨城大学理学部地球科学教室 Department of Earth Sciences, Ibaraki University

第三紀～新第三紀の若い年代を有するフィリピン海プレートの沈み込む西日本弧とからなっている。島弧玄武岩はアルカリ量の低いものから順に、低アルカリ・ソレライト (LTH), 高アルミナ玄武岩 (HAB), アルカリ玄武岩 (AOB) の三つに区分されるが (KUNO 1960), 東日本弧火山フロント沿いに噴出する玄武岩は、島弧会合部 (中部日本, 北海道中央部) を除いて全て LTH であり, 島弧会合部にのみ HAB が出現する (Fig. 1)。LTH の出現と深発地震面の到達深度 (e.g. 吉井 1979) との間には良い相関性があり, LTH は深発地震面が深さ 400km 以上にまで到達している場所のみ出現している。島弧会合部では深発地震面の到達深度は 400km 以下になり, LTH は噴出しなくなる。深発地震面がプレートそのものを代表しているとすれば, LTH は沈み込みプレートが 400 km 以上の深部にまで到達している場所のみ出現していることになる。西日本弧では, 前期中新世の年代を示す四国海盆の沈み込む中国地方～九州中

部にかけては, AOB ないしはアルカリに富む HAB が噴出するが (Fig. 1), これらの地域では深発地震面の到達深度は 200 km 以下である。一方, 古第三紀の年代を有するフィリピン海盆の沈み込む南九州～琉球列島にかけては, 火山フロントに HAB が出現し (Fig. 1), 深発地震面の到達深度は 200km を越えるが, 400 km には達していない。環太平洋地域で LTH の噴出する島弧は, カムチャツカの一部, 千島列島, 東北日本, 伊豆・小笠原, マリアナ, サンギへおよびスンダ・パンダ弧の一部, ニュープリテン, パヌアツの一部, トンガ・ケルマディックなどであるが, いずれも深発地震面の到達深度は 400 km 以上 (600～700km) に達しており, 多くの場合は沈み込み速度も速く (7～9 cm/年) また沈み込みの傾斜角も急である。このうち海洋性プレートの沈み込み速度と LTH の出現との関係については, す

Fig. 1 Type of Quaternary arc basalts erupted in the volcanic front of Japanese islands. The volcanic belts of Japan are divided into seven segments based on types of frontal arc basalts.

で SUGIMURA and UYEDA (1973) や MIYASHIRO (1974) によっても指摘されている。LTH は, 一部の例外を除いて, 一般に形成年代が古く冷たくて重い海洋性プレートの沈み込む島弧に特徴的な玄武岩であるといえよう。

III. 高アルミナ玄武岩中の Na_2O 量と沈み込みのプレートの年代

LTH の出現が限られているのに対して, HAB はほとんど全ての島弧に出現する。したがって, 沈み込みプレートの性質の違いが HAB の主化学組成に反映されている可能性は大きいといえる。事実, HAB の Na_2O 量に着目すると, 沈み込みプレートの年代との間に良好な負の相関性が認められる (Fig. 2)。年代の古い海洋性リソスフェアの沈み込んでいる島弧では Na_2O 量の少ない HAB が, 若い場合には Na_2O 量の多い

Fig. 2 Relationship between the average Na_2O content (wt%) of the circum-Pacific subduction zone high-alumina basalts and the age (Ma) of subducting oceanic lithospheres (TAKAHASHI 1988). CA: Cascade; GE: Guatemala-eastern El Salvador; SC: Southern Chile; MX: Mexico; AS: Alaska; AT: Aleutians; KC*: Kamchatka; KR*: Kuriles; JP*: Northeast Japan; MR: Marianas; NZ: New Zealand; RY: Ryukyu; NC: western El Salvador-Nicaragua-eastern Costa Rica.

HAB が出現する。両者の間には K_2O 量に関しては顕著な違いは見出せない (Fig. 3)。例外は琉球弧や中央アメリカのニカラグアのような、活動的な縁海を伴ったり引張テクトニクス場におかれている島弧である。HAB の Na_2O 量を支配する要因としては、まず沈み込みプレートからマントル・ウエッジへの海水の供給が考えられる。海水中には NaCl が多量に含まれているので、その量が増えればマントル中の Na_2O 量も増大するだろう。海水中の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は高いので、もし大量の海水が供給されれば、マントル中の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比も増大するので、それは HAB の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比初生値にも反映されるはずである。しかし、 Na_2O 量の違いに対応した Sr 同位体比の違いはほとんど認められないので (e.g. NOTSU 1983; LOPEZ-ESCOBAR 1984), その可能性は小さいといえる。次に考えられるのは、マグマ成分のマントル・ウエッジからの除去の程度の違いである。

Na_2O はマグマの方に分配されやすいので、その除去の程度が大きければ、マントル中の Na_2O 量は減少するだろう。一方、マントルからのマグマ成分の除去の程度は La/Yb 比にも反映される。もし部分溶融の程度がほぼ同一ならば、除去の程度の高いマントルから生成された HAB の La/Yb 比は、低いものから導かれたものよりも低くなるはずである。しかし、HAB 中の La/Yb 比には Na_2O 量の違いに対応した系統的差異は認められないので (e.g. FUJIMAKI and KURASAWA 1980; LOPEZ-ESCOBAR 1984), この可能性も低いかもしれない。斜長石-カンラン石-透輝石-(シリカ+カリ長石)系の斜長石-透輝石共融線、カンラン石-透輝石共融線は、高压になると斜長石側、カンラン石側にそれぞれ移動する (BAKER and EGGLE 1983)。HAB 中の Na_2O 量が高くなると CaO 量が低くなるので透輝石成分が減少し、結果として高 Na_2O HAB 組成は高压側の

共融線に沿ってプロットされる (CARR 1984)。この事実は、高 Na_2O HAB がより高压下で結晶分化した産物であることを示唆している。地殻の下底部に玄武岩質マグマが停滞し、そこで結晶分化作用を行なうことはありそうなことである。したがって、地殻の厚さが異なれば、分化が生ずる圧力も異なるかもしれない (CARR 1984)。しかし、例えば高 Na_2O HAB の出現する南部チリーと低 Na_2O HAB が噴出する東北日本とは地殻の厚さ (約 30~40km) に著しい違いは存在しないので、分化時の圧力の違いによって Na_2O 量の差を説明するのは困難のように思える。カンラン岩から生成される玄武岩質マグマ中の Na_2O 量が圧力に依存する事実は KUSHIRO (1968) によってフォルステライト-シリカ-ネフェリン系において初めて示された。また、TAKAHASHI and KUSHIRO (1983) のカンラン岩に関する溶融実験結果においても、圧力 20kb 以上では、部分溶融

の程度がほぼ同じならば、マグマ中の Na_2O 量は圧力に依存するようにみえる。したがって、マントル・ウェッジ内において、より高圧下では高 Na_2O HAB が、より低圧下では低 Na_2O HAB が、それぞれカンラン岩から直接形成される可能性がある。今のところ、HAB の Na_2O 量の差は生成時の圧力の違いを反映していると考えるのが最も妥当性があるように思える。もしこれが事実であるとすると、年代が古くて冷たく重い海洋性プレートの沈み込む島弧ではより低圧下で HAB が生成し、逆に年代が若くて暖かく軽い海洋性リソスフェアが沈み込む島弧ではより高圧下で HAB が生成することになる。

IV. 熱い海洋性 リソスフェア（中央海嶺）の沈み込み

現在、環太平洋地域で中央海嶺（プレート生産境界）が沈み込んでいる場所としては三ヶ所が認められている。東太平洋海嶺が沈み込むメキシコ、チリ海嶺の沈み込む南部チリ、そして拡大中の縁海（ウッドラーク海盆）の拡大軸が沈み込むソロモン群島である。これらの地域では、いずれも深発地震面の到達深度が $80\text{km} >$ と浅く、沈み込み角度も緩く、しかも地震の発生頻度も小さい。メキシコやソロモン群島においては、火山フロントが、拡大軸の沈み込む場所で大きく海溝より前に進んでおり、そこでは K_2O に富み、 TiO_2 に乏しく ($\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2 > 2.0$)、しかも MgO に富んだ AOB が、HAB や高マグネシウム安山岩を伴って噴出している (HASENAKA and CARMICHAEL 1987; RAMSAY *et al.* 1984)。一方、南部チリでは、中央海嶺が沈み込む場所としては唯一 TiO_2 に富む AOB が出現する。以上のように、熱くて軽い中央海嶺の沈み込みを特徴づける島弧玄武岩は AOB であるといえる。また、拡大直後の熱いプレートの沈み込んでいる“島弧”としては、高 Na_2O HAB が噴出している北アメリカ西部のカスケード地域がある。ここでは上部マントル中に非震性沈み込みスラブが見出されており、それは約 250km の深度にまで到達しているのが確認されている (MICHAELSON and WEAVER 1986)。

Fig. 3 Na_2O vs. K_2O (wt%) diagram for the high-alumina basalts of Northeast Japan (open circle) and Southern Chile (closed circle) (TAKAHASHI 1988).

V. 非震性海嶺・海台・微少大陸の沈み込み

密度の小さな非震性海嶺・海台・微少大陸が浮揚性の沈み込みを行なうことによって、噴出する島弧玄武岩の組成に変化が生じている場所としては、マーカス・ネッカー海嶺の沈み込む伊豆・小笠原弧硫黄島周辺、ダントルカトー海嶺の沈み込むバヌアツ弧のエスピリツ・サント島付近、および微少大陸であるスンバ島の沈み込むスンダ弧の一部などがある。これらの地域ではいずれも、 TiO_2 に乏しく ($1.5\% >$) 比較的 K_2O に富んだ AOB が火山フロントに出現しており (福山 1983; GORTON 1977; WHELLER *et al.* 1987)、周辺地域とは際違った対照をみせている。こうした島弧では、深発地震面が途中から海溝に近づく方向に逆に屈曲していたり (硫黄島周辺; ISACKS and BARAZANGI 1977)、深発地震面の到達深度が浅くなっていたり (バヌアツ; HA-

NUŠ and VANĚK 1983) しており、海洋性プレートの正常な沈み込みが擾乱されているのがわかる。非震性海嶺・海台・微少大陸が沈み込む島弧も、マグマ活動がみられる場合には、それは AOB で特徴づけられるといえよう。

VI. 引張テクトニクス場にある島弧

これまで、沈み込む海洋性リソスフェアの性質と沈み込み境界に噴出する島弧玄武岩の種類との関係について検討してきた。島弧玄武岩の種類と沈み込みプレートの性質との間にはかなり良好な相関性がみられるが、例外的な場所もいくつか存在する。そうした例外的な島弧は、一般に明瞭な引張テクトニクス場ないしはそれに近い状態におかれている場合が多い。島弧が引張テクトニクス場におかれるためには、沈み込まれる側が後退するか、あるいは沈み込む側が後退するかして、そこに引張応力が働く必要がある (e.g. UYEDA 1986)。沈み込む側が後退するか否かは沈み込みプレートの性質にも依存するが、沈み込まれる側が後退する場合には、沈み込みプレートとは直接の関係はない。火山フロントが明瞭な引張テクトニクス場におかれている島弧としては、中央アメリカのニカラグア周辺やニュージールランド北島がある。また、火山フロントのすぐ背弧側に拡大中の緑海のような顕著な引張テクトニクス場を伴う島弧として、伊豆・小笠原弧、マリアナ弧、トンガ・ケルマディック弧、バヌアツ弧、南九州・琉球弧などがある。これらの地域では、低 Na_2O HAB が出現するか、あるいはこれに加えて LTH が噴出している。上記のうちニカラグアと南九州・琉球弧を除いた各島弧では、年代が古く冷たくて重い海洋性リソスフェアが沈み込んでいる。ニカラグアはこれらの中で最も若い年代のリソスフェアが沈み込んでいる“島弧”であるが、そこでは沈み込まれる側のカリブ・プレートが海溝から遠ざかる方向に移動しており、このために火山フロント付近は明瞭な引張応力下であり、海溝と平行な顕著なグラベンが発達している。

VII. 島弧玄武岩マグマの成因とテクトニクス

島弧玄武岩質マグマのアルカリ量を規定している要因は、その生成深度（圧力）と部分熔融度である (TAKAHASHI and KUSHIRO 1983; TATSUMI *et al.* 1983)。すなわち LTH, HAB, AOB の順に、その生成深度が増大し部分熔融度は減少する。一方、沈み込み海洋性リソスフェアの物理的性質と、そこに噴出する島弧玄武岩の種類との間の良い相関性は、沈み込みプレートの物理的性質こそが、島弧マグマの生成を支配している最大の要因であることを示唆している。年代が古く冷たくて重いリソスフェアが沈み込んだ場合に、かえって部分熔融度が高く、生成深度も浅い LTH や、生成深度の浅い可能性の高い低 Na_2O HAB が出現し、逆に年代の若い熱くて軽いプレートが沈み込んだり、密度の小さな非震性海嶺や海台、微少大陸などが沈み込んだ場合に、むしろ部分熔融度が低く、生成深度の深い AOB や、生成深度のより深い可能性の高い高 Na_2O HAB が噴出している事実は、例えば TOKSÖZ and BIRD (1977), UYEDA (1986), 木下・伊藤 (1986) らの二次反転流モデルによって最も良く説明できるように思える。プレートが沈み込むと、その直上の上部マントル物質は沈み込みの運動に引きずられて深部へと移動して行く。すると、これを補償するように、傾斜した沈み込みスラブと平行な反転上昇流がマントル・ウェッジ内に生ずる。プレートの沈み込み速度が速い程、この反転流の速度も速くなるし、到達深度が深くなる程、逆により深部の高温物質が、反転流によってより浅所へと運ばれるであろう。より高温の物質が断熱的に上昇すればやがてソリダスを越え部分熔融が始まる。そして、より浅所へと上昇する程、部分熔融の度合は増大することになる。一方、こうした上昇流が引きずりによる下降流に転ずる場所では、剪断応力が集中するためにメルトが濃集し、マントル・ウェッジ内に傾斜したメルト濃集層が形成される可能性が大きい (木下・伊藤 1986)。傾斜したメルト濃集層内では、液相はより圧力の低い先端部へと濃集し、そこから分離したマントル・ダイアピルはさらに上昇し、最

最終的にマグマを地表へ供給して火山フロントを形成する (MARSH 1979)。年代が古く冷たくて重いプレートは、より速い速度でより深部へと沈み込む。したがって、それによって形成された二次反転流は、年代が若く暖かくて軽いプレートの沈み込みによって生じたものよりも、より速くより浅所へともたらされるだろう。その結果、部分熔融度が大きく低圧下で生じた LTH やより低圧下で生成された可能性の高い低 Na_2O HAB が噴出する。これとは逆に、年代の若いプレートが沈み込んだ場合には、二次的反転流は相対的に浅所にしか到達できず、部分熔融度が小さく高圧下で形成された AOB や、より高圧下で生じた可能性の大きい高 Na_2O HAB が、火山フロントに出現することになる。HORIE *et al.* (1984) は、東北地方下のマントル・ウェッジ内に、火山フロント直下へと連続して行く高温低速度層を見出し、また TATSUMI *et al.* (1983) の実験結果は、東北地方下のマントル・ウェッジ内に 1400°C 以上の高温部の存在を要請している。これらは、マントル・ウェッジ内を上昇する高温の二次反転流の実在を支持しているようにみえる。一方、引張テクトニクス場は、中央海嶺において典型的にみられるように、マントル物質がより浅

所へと上昇しやすい環境を提供する。このために、引張テクトニクス場におかれている島弧では、リソスフェアの沈み込みによる二次反転流がより浅所へと上昇する可能性が増大するのではないだろうか。島弧マグマ活動の成因に関する以上のような考え方は、小林 (1987) によっても別の観点から提示されている。島弧は冷却し重くなった物質が沈み込んで行く場所なので、本来は高温物質の上昇流は生じないはずであるが、沈み込み運動によって力学的に生じた二次的反転流が小規模な高温物質の上昇流を形づくり、その断熱的上昇と低圧下での部分熔融がマグマ生成の原因となっていると考えるのが、島弧玄武岩の種類と沈み込みリソスフェアの物理的性質との間の良好な相関性についての最も自然な説明であるように思われる。

謝 辞

本論の一部もしくは全部につき、貴重なコメントあるいは御討論をいただいた以下の方々に感謝致します。久城育夫教授 (東京大・理学部)、荒牧重雄教授 (東京大学・地震研)、池田幸雄教授 (茨城大・理学部)、故中村一明教授 (東京大・地震研)、故小沼直樹教授 (茨城大・理学部)。

文 献

- BAKER, D. H. and EGGLE, D. H. (1983): Fractionation paths of Atka (Aleutians) high-alumina basalts: Constraints from phase relations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 387-404.
- CARR, M. J. (1984): Symmetrical and segmented variation of physical and geochemical characteristics of the Central America volcanic front. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **20**, 231-252.
- FUJIMAKI, H. and KURASAWA, H. (1980): Lateral variation of REE pattern of basaltic magma across the Japan Arc. *J. Jpn. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **75**, 313-322.
- 福山博之 (1983): 火山列島, 南硫黄火山の地質. 地学雑誌, **92**, 55-67.
- GORTON, M. P. (1977): The geochemistry and origin of Quaternary volcanism in the New Hebrides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, 1257-1270.
- HANUŠ, V. and VANĚK, J. (1983): Deep structure of the Vanuatu (New Hebrides) island arc: intermediate depth collision of subducted lithospheric plates. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **26**, 133-154.
- HASENAKA, T. and CARMICHAEL, I. S. E. (1987): The cinder cones of Michoachan-Guanajuato, Central Mexico: Petrology and Chemistry. *J. Petrol.*, **28**, 241-269.
- HORIE, H. K., ISHII, H. and TAKAGI, A. (1984): Fine structure beneath the Tohoku district, Northeastern Japan arc, as derived by an inversion of P-wave arrival times from local earthquakes. *Tectonophysics*, **101**, 245-265.
- ISACKS, B. L. and BARAZANGI, M. (1977): Geometry of Benioff zones: Lateral segmenta-

- tion and downwards bending of the subducted lithosphere. in TALWANI, M. and PITMAN, W. C. (eds.), Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins. A. G. U., 99-114.
- 木下 修・伊藤 英文 (1986) : マントル・ウェッジ部の誘起渦とマグマの発生. 火山第2集, 31, 29-38.
- 小林洋二 (1987) : テクトニクスから見た島弧の第四紀火山活動. 火山第2集 第30巻特別号, S137-S152.
- KUNO, H. (1960) : High-alumina basalt. *J. Petrol.*, 1, 121-145.
- KUSHIRO, I. (1968) : Composition of magmas formed by partial zone melting in the earth's upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 73, 619-634.
- LOPEZ-ESCOBAR, L. (1984) : Petrology and chemistry of volcanic rocks of the Southern Andes. in HARMON, R. S. and BARREIRO, B. A. (eds), Andean magmatism : Chemical and isotopic constraints, Shiva, U. K., 47-71.
- MARSH, B. D. (1979) : Island arc development : some observations, experiments, and speculations. *J. Geol.*, 87, 687-713.
- MICHAELSEN, C. A. and WEAVER, C. S. (1986) : Upper mantle structure from teleseismic P wave arrivals in Washington and northern Oregon. *J. Geophys. Res.*, 91, 2077-2094.
- MIYASHIRO, A. (1974) : Volcanic rock series in island arcs and active continental margin. *Am. J. Sci.*, 274, 321-335.
- NOTSU, K. (1983) : Strontium isotope composition in volcanic rocks from the northeast Japan arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, 531-548.
- NUR, A. and BEN-AVRAHAM, Z. (1982) : Oceanic plateaus, the fragmentation of continents, and mountain building. *J. Geophys. Res.*, 87, 3644-3661.
- RAMSAY, W. R. H., CRAWFORD, A. J., and FODEN, J. D. (1984) : Field setting, mineralogy, chemistry, and genesis of arc picrites, New Georgia, Solomon Islands. *Contrib. Min. Petrol.*, 88, 386-402.
- RUFF, L. and KANAMORI, H. (1980) : Seismicity and the subduction process. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 23, 240-252.
- SUGIMURA, A. and UYEDA, S. (1973) : Island arcs-Japan and its environs. Elsevier, 247P.
- TAKAHASHI, E. and KUSHIRO, I. (1983) : Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis, *Am. Mineral.*, 68, 859-879.
- TAKAHASHI, M. (1988) : On the Na₂O content of convergent zone high-alumina basalts. *Chem. Geol.*, 68, 17-29.
- TATSUMI, Y., SAKUYAMA, M., FUKUYAMA, H. and KUSHIRO, I. (1983) : Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in the subduction zones. *J. Geophys. Res.*, 88, 5815-5825.
- TOKSÖZ, M. N. and BIRD, P. (1977) : Formation and evolution of marginal basins and continental plateaus. in TALWANI, M. and PITMAN, W. C., Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins. A. G. U., 379-394.
- UYEDA, S. (1986) : Facts, ideas and open problems on trench-arc-back arc systems. in WEZEL, F. C. (ed.), The origin of arcs. Elsevier, 435-460.
- WHELLER, G. E., VARNE, R., FODEN, J. D. and ABBOTT, M. J. (1987) : Geochemistry of Quaternary volcanism in the Sunda-Banda arc, Indonesia, and three-component genesis of island-arc basaltic magmas.
- 吉井敏尅 (1979) : 日本列島付近の地球物理データのコンパイル (I). 地震研彙報, 54, 75-117.
- YOSHII, T., KONO, Y. and ITO, K. (1976) : Thickening of the oceanic lithosphere, *Geophys. Monogr. (A. G. U.)*, 19, 423-430.

(昭和63年2月2日受理)