



島弧初生マグマは本当に水に乏しいか？

カンラン石の化学組成から推定される沈み込み帯玄武岩質マグマの含水量

菅 原 透

Water content of basaltic magma estimated from olivine-melt equilibrium

Toru Sugawara

すがわら とおる：アルバック理工開発部

カンラン石－メルト間の Ca 分配の含水量依存性を利用したマグマの含水量計を提案する。この含水量計を用いて沈み込み帯の玄武岩質マグマのカンラン石が示す特徴的な組成の原因を探るとともにマグマの分化と H₂O 量の変遷について考察した。

1. はじめに

マグマが含む水はマグマの発生と進化のプロセスに大きな役割を果たしていると考えられている。これまで沈み込み帯のマグマ、特に海溝側のソレアイト玄武岩質マグマは、ホットスポット火山の玄武岩や大洋底玄武岩質マグマ (MORB) と同様に H₂O に乏しい性質を有すると考えられてきた。しかし近年、ガラス中の水の分析技術や含水系の高圧相平衡実験の技術的な進歩に伴い天然試料の分析と室内実験に基づく検討が進み、沈み込み帯の初生マグマが数 wt% の H₂O を含む可能性が指摘されている [1, 2]。

マグマの含水量を見積もる方法は大きく 3 つある。まず第一に斑晶中のメルト含有物や石基のガラスを FTIR や SIMS で分析する方法である。この方法ではマグマの含水量を直接的に計ることができるが、メルトを包有後のマグマの上昇と冷却過程におけるホスト鉱物又は二次鉱物の結晶化や水素の脱ガスにより元の含水量を正確に保持していない可能性もあり、分析値が示す値の解釈は必ずしも容易ではない。

次に相平衡実験による相関係の比較である。近年、内熱式ガス圧装置を用いた実験技術の向上により、マグマの任意の温度、圧力、酸素分圧下における長時間の試料保持と急冷化による合成実験が可能となり、マグマに対する水の溶解度と含水系マグマの相平衡に関するデータが飛躍的に増大した。しかしながら目的組成のマグマの含水量を知るためには温度と圧力を様々に変化した複数点の実験が必要となるため、含水量の見積もりには多大な労力と時間を必要とする。

第三の方法は鉱物－メルト間の元素分配を利用する方法である。この方法では含水量に依存して

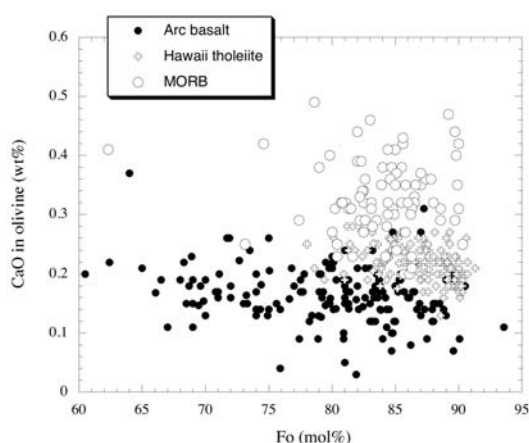


図1 沈み込み帯、ハワイおよびMORBのカンラン石斑晶のCaO量の違い。データは既報の32文献の記載値からのコンパイルによる。

変化する元素分配関係をあらかじめ実験的に調べておき、天然試料の元素分配と比較をすることによってそのマグマの含水量を見積もる。この方法は斑晶が共存していたメルト組成を正確に見積もる必要があるものの、特殊な分析装置や高圧実験装置を必要としないため、比較的簡便にマグマの含水量を見積もることができる。本稿ではカンラン石-メルト間のCa分配がマグマに対する有効な含水量計となることを指摘し、沈み込み帯の玄武岩質マグマが一般に高い含水量を有することを示すとともにマグマの発生から噴火に至るまでのH₂O量の変遷を検討する。

2. 沈み込み帯のカンラン石斑晶組成の特徴

火山岩のカンラン石は微量 (< 0.5wt%) のNiO, MnO, CaOを含む。カンラン石においてNiとMnが微量であるのは、マグマが含むNiとMn量が少ないことが理由であり、本来は分配係数が1よりも大きなコンパチブル元素である。一方、カンラン石においてCaが微量であること理由は、その大きなイオン半径とカンラン石の結晶構造における小さなM2サイトの間のサイズミスマッチによる。本来Caはマグマの主成分元素であり、Ca

量の変動は斜長石や単斜輝石の安定性に大きく影響する。カンラン石が含む微量のCa量はマグマ進化を議論する上で有用な情報をもっていると考えられる。

図1に沈み込み帯の玄武岩と安山岩、ハワイのソレイト玄武岩およびMORBのカンラン石斑晶のCaO量とフォーステライト成分量の関係を示す。この図において興味深いことは、斑晶が存在する場所の違いによりCa量が明瞭に異なることである。沈み込み帯のカンラン石斑晶のCaO量は一般に0.10から0.25wt%の範囲であるのに対し、MORBのそれは0.25から0.5wt%にわたる。ハワイのカンラン石は両者の中間にあるように見える。なお同様なプロットをカンラン石のNiOとMnOについて試みても組成差は見られず、系統的な組成差はCaOのみにみられる現象である。沈み込み帯とMORBのカンラン石のCa量の差はどのようにして生じたのであろうか？

3. カンラン石-メルト間のCa分配

著者はその原因をマグマが含む水にあると考える。図2にこれまでの実験データのコンパイルから得られたカンラン石-メルトの間のCaOwt%の比(みかけの分配係数)と温度の関係を示す。元素分配実験で得られるような微細なカンラン石が含むCaをEPMAで定量すると、周囲のCaに富む相からの二次蛍光効果により過剰見積もりしてしまうことが知られている^[3]。この効果は定性的には後述する議論に影響しないが、以下の議論では経験的な関係式に基づいてこれを補正した値を用いる。みかけの分配係数は高温・高圧になるほど低下する傾向があり、無水および含水系実験のそれぞれが異なるトレンドを示す。このことは、マグマの温度とメルトのCa量が等しいとき、含水系で化学平衡にあるカンラン石はドライな条件下よりもCa量が乏しくなることを示している。なお、カンラン石-メルト間の元素分配における無水と含水系の系統的な差はMgOとFeOの場合においてもわずかに観察されるがCaOほど顕著ではない。

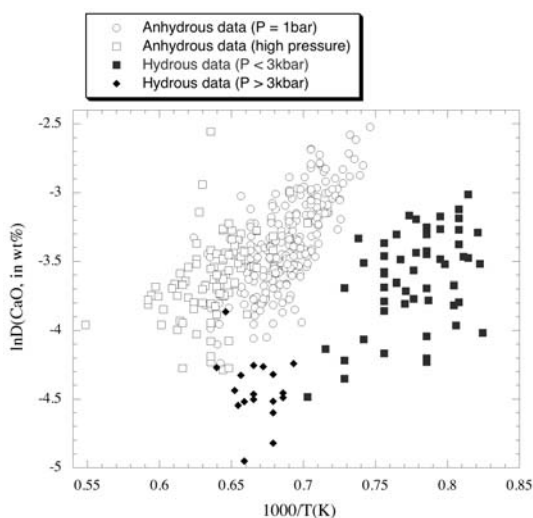
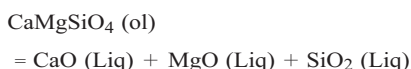


図2 カンラン石とメルトの間のCaOのみかけの分配係数(重量%比)と温度の関係。データは既報の33文献で報告された実験データからのコンパイル。

図2の関係を少し熱力学的に考察してみよう。化学平衡下にあるカンラン石とメルトの平衡反応、



において、平衡定数 K と温度 T , 圧力 P の関係は

$$\ln K = \ln \frac{X_{\text{CaO}}^{\text{Ol-M2}} X_{\text{MgO}}^{\text{Ol-M1}}}{X_{\text{CaO}}^{\text{Liq}} X_{\text{MgO}}^{\text{Liq}} X_{\text{SiO}_2}^{\text{Liq}}} + \ln \frac{\gamma_{\text{CaMgSiO}_4}^{\text{Ol}}}{\gamma_{\text{CaO}}^{\text{Liq}} \gamma_{\text{MgO}}^{\text{Liq}} \gamma_{\text{SiO}_2}^{\text{Liq}}} \\ = \left(\frac{\Delta H}{R} \right) \frac{1}{T} - \left(\frac{\Delta S}{R} \right) + \left(\frac{\Delta V}{R} \right) \frac{P}{T} \quad (1)$$

となる。ここで X_j^i および γ_j^i は i 相における j 成分のモル分率であり、 ΔH , ΔS , ΔV はこの反応のエンタルピー、エントロピー、体積変化を表す。無水系におけるカンラン石-メルト間のCa分配はメルトのアルカリ元素の量に依存することが知られている[4]。そこで $\ln \gamma_{\text{CaO}}^{\text{Liq}} \gamma_{\text{MgO}}^{\text{Liq}} \gamma_{\text{SiO}_2}^{\text{Liq}}$ がアルカリ元素と H_2O 量の単純な1次式になると仮定して図2の実験データをもとに定式化すると次式が得られる。

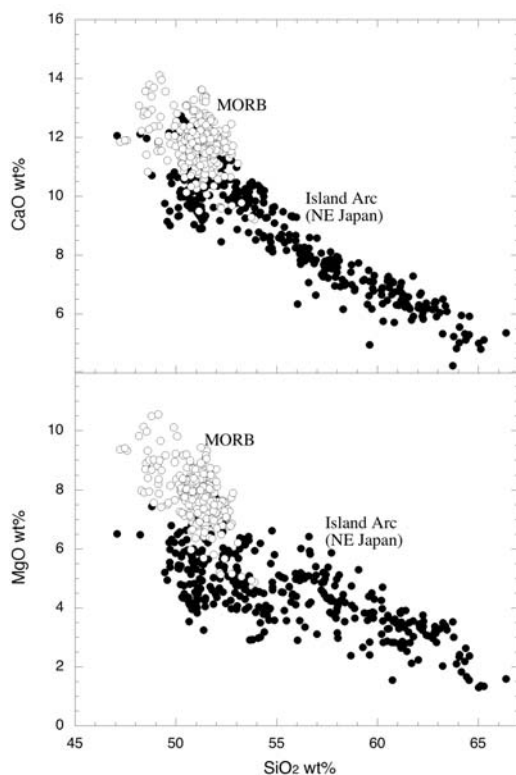


図3 東北日本の火山岩とMORBの全岩組成における SiO_2 , MgO , CaO の範囲。データは既報文献のコンパイルによる。

$$\ln \frac{X_{\text{Ca}}^{\text{Ol-M2}} X_{\text{Mg}}^{\text{Ol-M1}}}{X_{\text{CaO}}^{\text{Liq}} X_{\text{MgO}}^{\text{Liq}} X_{\text{SiO}_2}^{\text{Liq}}} + \ln \gamma_{\text{CaMgSiO}_4}^{\text{Ol}} \\ = -5.849 + 11.52 \left(\frac{1000}{T(\text{K})} \right) + 0.038 \left(\frac{P(\text{bar})}{T(\text{K})} \right) \\ - 0.191 C_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Liq}} + 0.148 (X_{\text{Na}_2\text{O}}^{\text{Liq}} + X_{\text{K}_2\text{O}}^{\text{Liq}}), R=0.937 \quad (2)$$

ここでメルト組成は無水を基準としたモル%であり、 $C_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Liq}}$ はメルトの H_2O の重量%である。カンラン石の活量係数とサイトモル分率の計算は熱力学モデルに従った[4]。(2)式によればマグマの温度とメルトとカンラン石の組成からマグマの H_2O 量を見積もることができる。

ところで、カンラン石が飽和しているマグマで

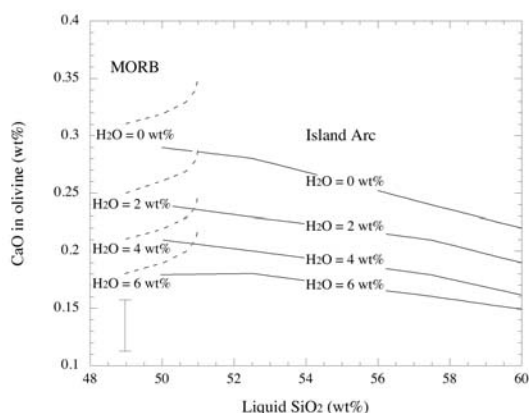


図4 図3の平均組成を用いて計算されるカンラン石のCaO量とマグマのSiO₂量の関係。計算の圧力は0.2GPaを仮定した。エラーバーは予測の誤差を表す。

はその温度がメルトのMgO量に比例することが知られている^[6]。そこで図2のデータに基づいてこの関係を含水系に拡張すると、次式が得られる：

$$T(K) = 1328 + 11.75X_{MgO}^{Liq} + 0.0598P(\text{bar}) - 27.41C_{H_2O}^{Liq}, R=0.973 \quad (3)$$

ここで X_{MgO}^{Liq} は無水を基準としたメルトMgOのモル分率である。式(2)と(3)を連立させるとカンラン石-メルト地質温度・含水量計が成立する。これらの式を用いてH₂O=7wt%までのマグマの温度と含水量をそれぞれ $\pm 60^\circ\text{C}$, $\pm 2\text{wt}\%$ (2 σ)の誤差で求めることができる。

4. カンラン石斑晶のCaO量とマグマのH₂O量の関係

カンラン石-メルト地質温度・含水量計とカンラン石-メルト間のFe-Mg交換分配係数($K_{D^{Fe-Mg}}^{Ol-Liq} = 0.33$)を用いることで、既知のメルト組成と含水量から平衡共存するカンラン石の化学組成を求めることができる。図3は東北日本の火山岩とMORBの全岩化学組成の範囲を示す。それぞれの組成トレンドが大局的には結晶分化作用により形成されていると考えて、平均的な化学組成のメ

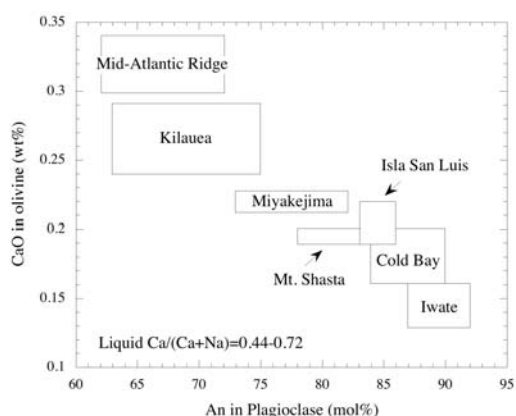


図5 メルトのCa/(Ca+Na)=0.44~0.72の玄武岩質マグマで平衡共存するカンラン石のCaO量と斜長石斑晶のAn量の関係。

ルトと平衡共存するカンラン石組成をH₂O量を変化させて求めた結果を図4に示す。この図からわかることは、カンラン石のCaO量はメルトのSiO₂量、すなわちマグマの結晶分化作用の進行の度合い、および沈み込み帯火山岩とMORBの組成差と無関係であり、単純にマグマの含水量のみで決まるということである。つまり図1と図4を比較すれば、図1に示されるカンラン石のCaO量の明瞭な差は、沈み込み帯の玄武岩が2wt%以上、MORBが2wt%以下のH₂O量であることに起因していると解釈できる。

では何故カンラン石のCaO量はマグマの含水量のみに依存するのであろうか？これは次のように説明することができる。カンラン石-メルト間のCa分配は温度、圧力、メルトのアルカリ元素量、H₂O量に依存する。沈み込み帯の玄武岩はMORBよりもMgOとCaOが乏しい(図3)、MgOが乏しいことは低温であることを意味し分配係数を増加させる。つまり沈み込み帯の玄武岩はMORBよりもCaOの分配係数は高いもののメルトのCaOが乏しいために、みかけ上は両者の影響が相殺されてカンラン石のCaO量と無関係になる。従ってアルカリ元素が少ないとき、つまり沈み込み帯における低アルカリソレイト玄武岩

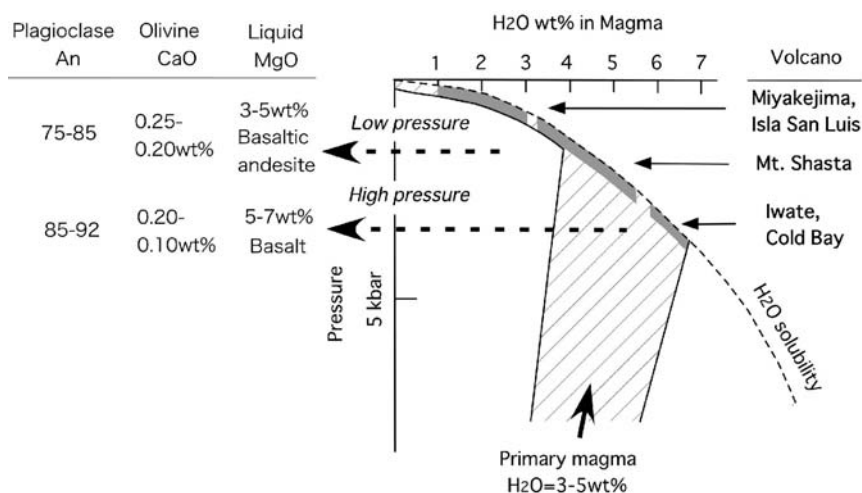


図6 沈み込み帯の玄武岩質マグマの深度とH₂O量(斜線の範囲)の関係。カンラン石-メルト含水量計を用いて求めたH₂O量の範囲(灰色)とそれぞれの玄武岩-玄武岩質安山岩の化学組成の範囲についても示した。

と MORB に含まれるカンラン石の CaO 量は単純に含水量だけに依存することになる。ではマグマの冷却に伴い結晶分化してアルカリ元素が残液に濃集するとどうなるか？アルカリ元素の増加と温度の低下は CaO の分配係数の増加を導く。しかし斜長石と単斜輝石の分別によりメルトの CaO 量は減少するから、結晶分化に伴う組成と温度の変化がカンラン石組成に与える影響は互いにキャンセルされるであろう。

以上をまとめると次のようになる。すなわち玄武岩質マグマに含まれるカンラン石斑晶の CaO 量はマグマの組成と温度の変化とはみかけ上独立であり、単純にマグマの H₂O 量の違いのみを反映して変化しており、CaO に乏しいカンラン石斑晶ほど水に富むマグマから晶出した。

5. 沈み込み帯の玄武岩質マグマの H₂O 量

次に (2) と (3) のカンラン石-メルト含水量計を用いて沈み込み帯の玄武岩質マグマの H₂O 量を推定した例について述べよう。計算はカンラン石と共存しているメルトの組成が既知ですべての斑晶組成が均質であり、なおかつ Fe-Mg 分配に関して平衡であることが確認できる試料について行った。三宅島火山^[7]とカリフォルニアの Isla San Luis^[8]はいずれも 3~4wt% の MgO を含む玄

武岩質安山岩であり、H₂O 量は 1~3wt% であると見積もられた。カリフォルニアの Mt. Shasta の玄武岩質安山岩^[9]は 3wt% 以上の水を含むと推定される。これは同じ試料を用いた相平衡実験の結果^[9]およびテフラ試料中の斑晶のメルト含有物の分析値^[10]とも矛盾しない。アリユージャンの Cold Bay^[11]と東北日本の岩手火山についてはいずれも 6~7wt% の MgO を含む比較的未分化な玄武岩について計算を試みた。Cold Bay の H₂O 量は 4wt% 以上、岩手火山については 6wt% 以上となり高含水量であったと推定される。これらの火山では高含水量を示す他の証拠はいまのところ無いが、グアテマラの Fuego 火山^[12]やニカラグアの Cerro Negro 火山^[13]では、玄武岩のカンラン石の斑晶中に H₂O 量が最大 6wt% に達するメルト含有物が実際に見つかり、高含水量の玄武岩質マグマの存在は決して例外的なものではない。

沈み込み帯の玄武岩は An 成分に富む斜長石斑晶を含むことでも知られており、斜長石-メルト間の Ca-Na 交換分配係数の含水量依存性の観点から、それらの An 成分に富む斜長石は水に富むマグマから晶出したと考えられている^[14, 15]。ただし斜長石-メルトの分配を用いた H₂O 量の推定においては斑晶組成の均質性と化学平衡について注意を払う必要がある。火山岩中の斜長石斑晶は

一般に複雑な組成累帯を示すことが多く、斑晶のどの部分がメルトと平衡であったのかを判断することが難しい。また斜長石組成の変化が水の影響によるものか、それとも斑晶の非平衡に起因するものであるかについては区別することができない。これに対してカンラン石-メルト含水量計であれば、Fe-Mg 分配の観点から斑晶の化学平衡を確認することができ、またカンラン石は斜長石と比較して組成が均質であることが多く扱いやすいという利点がある。

玄武岩質マグマに含まれるカンラン石は水に富むほど Ca に乏しくなる。一方で斜長石は水に富むほど An 成分に富むようになる。従って両者の組成関係は負の傾きで正比例することになる (図5)。

最後にカンラン石-メルト含水量計から推定される沈み込み帯玄武岩質マグマの含水量の変遷をまとめる (図6)。沈み込み帯の玄武岩における An 成分に富む斜長石と Ca に乏しいカンラン石の共存は、玄武岩が低アルカリソレアイトであるか高アルミナであるかによらず共通して観察される特徴であるから、それら二つのタイプの初生マグマの含水量には多少のバリエーションがあるにしても、本質的には大差がないものとする。上部マントルにおいて 0.5 ~ 0.9wt% のバルク含水量をもつペリドタイトが 10 ~ 20% の融解度で部分融解し、3 ~ 5wt% の H₂O を有する初生マグマが生じたと考えよう [1]。このマグマはカンラン石のみ、あるいはカンラン石と単斜輝石を分別させながら上昇し、周囲の地殻の密度と釣り合う場所で停滞して深部マグマ溜まりを形成する。初生マグマの質量のうちの約 30% が分別されたと仮定すると、深部マグマ溜まりにおけるマグマの含水量は 4 ~ 7wt% に増加する。一方でマグマに対する H₂O の溶解度は低圧になるほど低下するため、マグマはどこかで水に飽和して脱ガスし、H₂O 量が減少へと転ずることによってソリダスが上昇して結晶分別を引き起こし、残液がより浅部に移動して新たなマグマ溜まりを形成する。このときマグマは玄武岩から玄武岩質安山岩組成へと分化し、H₂O 量

は飽和曲線に沿って減少し、カンラン石の CaO 量は増加し、斜長石の An 量は減少する。島弧玄武岩の斑晶中に多く観察される低い H₂O 量のメルトインクルージョンはそれをトラップする以前に低圧での脱ガスが生じていたことを示すものであり [16]、沈み込み帯の玄武岩におけるマグマの分化の程度、斑晶組成そして H₂O 量の違いは、本質的にはマグマ溜まりの深度の違いをそのまま反映しているであろう。

参考文献

- [1] Pichavant, M., Mysen, B. O. and Macdonald, R. (2002) : *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66, 2193-2209.
- [2] Grove, T. L., Baker, M. B., Price, R. C., Parman, S. W., Elkins-Tanton, L. T., Chatterjee, N. and Muntener, O. (2005) : *Contrib. Mineral. Petrol.*, 148, 542-565.
- [3] 菅原透 (1999) : 岩石鉱物鉱床学会誌, 94, 425-441.
- [4] Libourel, G. (1999) : *Contrib. Mineral. Petrol.*, 136, 63-80.
- [5] Hirschmann, M. (1991) : *Am. Mineral.*, 76, 1232-1248.
- [6] Sugawara, T. J. (2000) : *Geophy. Res.*, 105, 8457-8472.
- [7] 宮坂瑞穂, 中川充弘 (1998) : 火山, 43, 433-455.
- [8] Paz-Moreno, F. A. and Demant, A. (1999) : *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 93, 31-52.
- [9] Baker, M. B., Grove, T. L. and Price, R. (1994) : *Contrib. Mineral. Petrol.*, 118, 111-129.
- [10] Anderson, A. T. (1973) : *Bulletin of Volcanology*, 37, 530-552.
- [11] Brophy, J. G. and Marsh, B. D. (1986) : *J. Petrol.*, 27, 763-789.
- [12] Sisson, T. W. and Layne, G. D. (1993) : *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117, 619-635.
- [13] Roggensack, K., Hervig, R. L., McKnight, S. B. and Williams, S. N. (1997) : *Science*, 277, 1639-1642.
- [14] Sisson, T. W. and Grove, T. L. (1993) : *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113, 167-184.
- [15] Takagi, D., Sato, H. and Nakagawa, M. (2005) : *Contrib. Mineral. Petrol.*, 149, 527-540.
- [16] Wallace, P. J. (2005) : *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 140, 217-240.

