Le magmatisme acide Plio-Pleistocène de la MargeTyrrhénienne (Italie Centrale) : Géochronologie,Pétrogénèse et Implications Géodynamiques.

Anita Cadoux

▶ **To cite this version:**

Anita Cadoux. Le magmatisme acide Plio-Pleistocène de la MargeTyrrhénienne (Italie Centrale) : Géochronologie,Pétrogénèse et Implications Géodynamiques.. Géochimie. Université Paris Sud - Paris XI, 2005. Français. NNT : . tel-00138852

HAL Id: tel-00138852

https://theses.hal.science/tel-00138852

Submitted on 28 Mar 2007

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE DE PARIS-SUD
U.F.R. SCIENTIFIQUE D'ORSAY

T H E S E

Présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR EN SCIENCES
DE L'UNIVERSITE PARIS 11, ORSAY

Discipline : Sciences de la Terre

par

ANITA CADOUX

Soutenue le 14 Octobre 2005

Le magmatisme acide Plio-Pleistocène de la Marge Tyrrhénienne (Italie Centrale) : Géochronologie, Pétrogénèse et Implications Géodynamiques

---

Directeurs de thèse : Daniele Luigi PINTI, Pierre-Yves GILLOT

JURY

M. Francis ALBAREDE, Examinateur
M. Bernard BONIN, Examinateur
M. Pierre-Yves GILLOT, Co-directeur de thèse
M. Christophe HEMOND, Rapporteur
M. Hervé MARTIN, Rapporteur
M. Angelo PECCERILLO, Rapporteur
M. Daniele L. PINTI, Directeur de thèse

A ma mère,
Marie-France,

Remerciements

Au terme de ce travail de longue haleine, je tiens à remercier toutes les personnes qui ont contribué d'une manière ou d'une autre, de près ou de loin, à l'aboutissement de cette thèse. Cela fait beaucoup de personnes à remercier, aussi je m'excuse d'avance auprès des personnes que j'omettrais de nommer ci-dessous.

Merci tout d'abord à Pierre-Yves Gillot, mon co-directeur, de m'avoir proposé cette thèse et de m'avoir donné la possibilité de la mener à son terme. Je lui en suis reconnaissante.

Un très très grand merci à Daniele Pinti, mon directeur, tout d'abord d'avoir accepté cette responsabilité et tâche difficile et de l'avoir mené jusqu'au bout tant bien que mal. Je tiens en particulier à te remercier de ton soutien et ton investissement dans ma thèse malgré les milliers de kilomètres qui nous séparent depuis un an. Merci à toi et à Midori, ainsi qu'à tes collègues du Geotop pour votre accueil chaleureux à Montréal au mois de Juin. Enfin, je te tire mon chapeau d'avoir encadré comme première thésarde la bretonne (des terres en plus, c'est pire que tout) que je suis avec tout le caractère qui va avec. Forcément pas facile pour un italien au tempérament chaud et très bavard de comprendre une bretonne plutôt solitaire (et vice versa). Le choc culturel. Congratulazione e Grazie Mille ! Je pense avoir beaucoup appris et évolué avec toi, tant d'un point de vue scientifique que personnel. Merci.

Un grand merci à Angelo Peccerillo, éminent spécialiste du magmatisme italien d'avoir accepté d'être rapporteur de cette thèse, j'en suis très honorée. Je tiens à le remercier également pour son aide durant ma thèse et nos discussions qui m'ont permis de mieux comprendre le magmatisme italien (si complexe !) et d'avancer dans mon travail. Merci pour vos conseils à Florence pour ma présentation orale. Merci de m'avoir accueillie à Perugia malgré votre emploi du temps chargé afin de discuter et travailler sur l'origine des roches des îles Pontines en m'initiant aux modélisations pétrogénétiques. Grazie Mille Angelo.

Je remercie Christophe Hémond d'avoir également accepté d'être rapporteur de cette thèse. Merci tout d'abord de m'avoir accueillie à l'IUEM à Brest pour mesurer les rapports isotopiques du Sr et Nd sur mes roches ô combien acides et riches en Rb (!) qui nous ont donné bien du fil à retordre. Merci d'avoir pris du temps pour discuter et réfléchir avec moi sur mes résultats malgré la distance et ton emploi du temps chargé.

Merci beaucoup à Hervé Martin d'avoir également accepté de faire un rapport sur mon manuscrit.

Merci à Bernard Bonin de me faire l'honneur d'examiner mon manuscrit de thèse. Merci de m'avoir accordé un peu de votre temps pour répondre à mes questions et discuter. Je vous suis très reconnaissante en particulier d'avoir relu mon premier papier et surtout d'y avoir accordé autant d'intérêt.

Je remercie Janne Blichert-Toft et Francis Albarède pour leur accueil à l'ENS de Lyon. Merci d'avoir pris le risque avec moi de faire les mesures des rapports isotopiques du Pb sur des roches aussi différenciées. Et surtout merci à Francis qui en m'initiant à l'ACP m'a permis de sortir des résultats intéressants de mes données, ce qui ne paraissait pas évident au premier abord. Cela m'a redonné espoir, optimisme et motivation. Merci à tous les deux qui malgré votre emploi du temps très chargé, avez pris du temps pour m'aider, discuter et vous

impliquer dans mon travail. Je vous en suis très reconnaissante. Merci à Francis de me faire le grand honneur d'examiner mon manuscrit.

A Orsay, je remercie les membres de l'équipe géochrono, en particulier, Jean-Claude Lefèvre pour son aide technique sur le terrain, comme au laboratoire, son efficacité à résoudre les problèmes face aux instruments (spectromètres) et matériels (broyeurs, etc ...). Merci à Xavier Quidelleur ses conseils avertis et sa formation pour les différentes manips de géochrono. Je le remercie aussi d'avoir pris le temps d'examiner avec moi l'ensemble de mes résultats géochronologiques et pour sa relecture attentive de mon premier article.
Merci à Bernard Platevoet pour nos discussions sur l'interprétation des majeurs et traces et des données minéralogiques.
Un merci tout particulier à Jean-Pierre Villotte et François Elié.

Une spéciale dédicace à Béate Orberger pour son dynamisme, son optimisme, ses encouragements, son amitié, qui m'ont aidé certainement plus qu'elle ne le croit. Merci Béate de t'être intéressée à moi et à ma thèse, de m'avoir écouté, de m'avoir apporté tes compétences en magmato, merci pour tes conseils avisés, et ton aide concrète pour me guider dans ma recherche de post-docs et de financements. Mille mercis.

Hélène ! Ben non, je ne t'ai pas oublié quand même, merci d'avoir été là, merci de m'avoir écouté, merci pour ton aide, tes conseils, merci pour ton épuisable bonne humeur et ton grain de folie. Nos fous rires inoubliables ! Merci pour ta complicité, ton honnêteté, et ta confiance ! Tu mérites bien un spécial « Couroucoucou Stach Stach » rien que pour toi.

Merci à Philippe Sarda.
Merci à Cécile Gautheron pour son écoute, son soutien et sa confiance.

Et enfin, une pensée pour tous les autres thésards du labo, en particulier Christelle, Sabine, Tiffany et Sandrine.

Je remercie Nicole Metrich et Roberto Clocchiatti (CEA) pour m'avoir initiée à l'étude et l'analyse des inclusions vitreuses et m'avoir conseillée. Merci à Valérie Godard de m'avoir fait rigoureusement et minutieusement les lames minces dont j'avais besoin pour leur analyse. Merci à Eric Douville (LSCE, Gif) de s'être investi avec moi dans l'analyse des inslusions vitreuses au MEB, nous étions tous les deux néophytes.
Pour l'analyse des minéraux à la microsonde électronique, je remercie l'aide de Michel Fialin et Fred (Paris 6).

A Brest,
Un très grand merci à Claire Bassoulet pour son encadrement autant pour la chimie en salle blanche que pour les mesures sur le TRITON. Un grand coup de chapeau pour ton adaptation à des roches bien différentes des MORB, qui par leur richesse en Rb, Ce, Nd, ont demandé une modification du profil d'élution habituel. Pour sa patience et son calme communicatif, pour nos conversations scientifiques et non scientifiques toujours agréables, pour son côté maternel qui m'a fait du bien. Pour toutes les heures sup que tu n'as pas hésité à faire pour être à nos cotés, avec les stagiaires de DEA, devant le spectro et en salle blanche : MER-CI.
Merci également à Mathieu Benoit, Hélène Hureau, Antoine Le Faouder et tous les gens qui ont rendu ce passage agréable et m'ont donné les moyens de travailler. Je pense en particulier aux informaticiens : Christophe Martin et Pascal Chapuit qui se sont vaillamment battus avec Windows 98, à Dominique Gac qui m'a permis de trouver tous les documents dont j'avais

besoin, et à mes anciens professeurs brestois que j'ai été plus que ravie de revoir (René Maury, Martial Caroff, Pascal Leroy, Julie Perrot, Pascal Tarits, Jacques Deverchère, Chantai Tisseau, Joël Rolet...). Ce retour aux sources est décidemment toujours aussi agréable.

A Brest toujours, je remercie particulièrement Martial Caroff de m'avoir accordé un peu de son temps pour se pencher avec moi sur mes problèmes de modélisations pétrogénétiques sur roches acides, et de m'avoir fait partager ses compétences en la matière, ses connaissances et ses conseils. Une pensée pour J-Phi Clément et Christelle Legendre.

Thierry Juteau et Roger Hékinian qui m'ont encadré lorsque j'étais en Maîtrise à Brest et m'ont communiqué leur inépuisable passion. Je les remercie tout particulièrement car même s'ils sont à présent tous deux en retraite, ils m'ont prouvé à maintes reprises que je peux encore compter sur leur soutien. Merci à tous les deux de continuer à croire en moi.

A Lyon,
Merci à Arnaud Agranier pour son accueil, sa sympathie et son aide pour la chimie et la mesure des isotopes du Pb. Merci à Philippe Télouk, grand maître du Plasma 54, qui a veillé à ce que tout se passe bien.
Et merci à toutes les personnes qui m'ont donné accès à ce dont j'avais besoin pour travailler, et ont fait que ma visite soit agréable. Je pense en particulier à Annie Suslec, Naima mais aussi Hervé Bertrand, Estelle Koga et les thésards (Estelle, Carmen, Manu, Fred...).

Du côté de l'Italie:
Merci à Sergio Chiesa pour son aide sur le terrain (. ..et ses délicieux raviolis !).
Merci à Michèle Lustrino pour nos échanges sur le magmatisme italien et sa review attentive de mon premier papier qui a largement contribué à son amélioration.
Merci à Daniela Gasperini pour nos échanges d'informations par mail, sa gentillesse, ses conseils.
Enfin, je remercie Maurizio Petrelli qui à Perugia m'a initiée à son nouveau logiciel PETROGRAPH.

Les osteria de Toscane
Les antipasti, primi piatti, secondi piatti, et les fromaggio ! ! !
Le chianti et les lasagnettes

A Montréal, je remercie les gens du Geotop pour leur accueil, en particulier: Dominique Gentil, Bassam, Sandrine, Christophe Cloquet, et Karine et Magalie qui m'ont fait passer de très bons moments dans la belle province.
Merci aussi à Ross Stevenson d'avoir relu mon deuxième papier et d'avoir pris le temps d'y réfléchir et en discuter avec moi.
Une pensée pour la boréale rousse !

Bon alors maintenant attention, c'est le moment de sortir vos mouchoirs,

Yves (alias « mazab » ou encore « youn » et « La teigne »), je ne te remercierai jamais assez, merci d'avoir été là, à mes côtés, et de m'avoir accompagnée, soutenue et encouragée aux moments où j'en avais vraiment besoin. Aux parents de Yves, Marie-Edith et André Mazabraud pour leur précieuse aide lors de mon installation en région parisienne, sans eux cela n'aurait pas été possible (ou alors très galère !!!), je leur dois beaucoup et je ne les remercierai jamais assez. Merci aussi à Seb.

Merci à Nolwenn, mon cousin, de m'avoir aidé au démarrage de ma thèse.

Une pensée pour mes compagnons et toujours fidèles amis de Brest : Manu Caradec, Dav alias « Stand Bye » (ça farte Dav ?), Arni, Erica, Thomas et Sophie, et William alias « Williboy » ou « bouclettes » !
Vive la Skol Veur Breizh Izel ! ! ! ! Une pensée pour les pots de geol de l'époque dans la salle bleue et notre pub préféré : le Dubliners. Yec'hed Mat !

Un coucou à Jean-Christophe Marini et Mikky la recup.

Une pensée pour Alexis, qui a toujours cru en moi et qui m'a aidé à m'intégrer à la vie parisienne et me l'a fait découvrir et aimer. Un clin d'oeil à Odile et Alain, et Nicolas.

Puisqu'on en est là, je remercie les « parisiens » qui ont bien voulu m'adopter : Yves, Cyrille, Fred, Marie, Pascale, Prisc, Claire.
Yves, en particulier, tu es quelqu'un d'exceptionnel et je ne sais pas comment te remercier. Tu m'as soutenu plus que personne. Tout ce que tu as fait pour moi serait bien trop long à exposer ici. Merci, merci, merci, mille mercis (et c'est pas encore suffisant).
Je remercie Claudie (désolée pour les cartons !) et Guy, Claire et son Fabou, qui ont été pour moi comme une famille d'adoption. Merci.

Un clin d'oeil tout particulier à un certain SG qui j'espère se reconnaîtra et que j'ai connu malheureusement (ou heureusement ?) sur le tard dans mon périple de thésarde et qui m'a été à sa façon d'un grand soutien et de bon conseil ces derniers durs mois de thèse...

Je remercie mes voisins d'immeuble et amis, en particulier Fred et Valentina, et Armelle, qui ont bien cru que j'allais me fossiliser devant mon ordi sous une masse de paperasseries, et m'ont soutenu.
Ma tanière de la Butte aux Cailles dans laquelle s'est écrit la majeure partie de ce manuscrit.
Notre petite cour qui bien que dans un sale état nous a permis de passer de bonnes soirées et de décompresser!
Le Merle Moqueur, Le papagallo..... et bien sûr les Cinq Diamant (le repère).

Et surtout :
Merci à ma famille...
Mes parents...
Une pensée forte va vers ma mère...
Merci à mon père de m'avoir laissé le choix, et donné les moyens de faire ce que je voulais, merci d'avoir cru en moi et d'avoir suivi avec intérêt ce que je faisais, bien qu'on ne se voyait pas souvent.
Merci à mes grandes sœurs, Sylvie et Laurence, et à Christian, Vincent, Camille et Erwann, merci pour leur immuable complicité malgré l'éloignement et les grands moments de silence.
Merci à mes sœurs qui bien qu'ayant du mal à comprendre ce que j'allais bien pouvoir faire concrètement avec une thèse et quand ça allait enfin (!) finir, m'ont montré qu'elles étaient fières de moi, et m'ont remis les pieds sur terre dans les moments où j'étais trop immergée dans ma thèse pour mesurer ce qui était le plus important dans la vie. Merci.
Mes grands-mères, merci d'être là, présentes, tout simplement. C'est bon de savoir qu'elles soient là.

Ma Bretagne natale qui m'a tant manquée, mes amies de là-bas (Phanie, Cécile, Florence,...).

Oui, Phanie, petite québécoise d'adoption à présent, je ne t'ai pas oublié ! Merci pour ta fidèle amitié malgré la grande distance qui nous sépare, ta complicité, tes encouragements et tes supers conseils ! (Essaies de les appliquer pour toi aussi !)
Une pensée affectueuse pour mon village Saint-Caradec ....
Une pensée affectueuse pour Briis-sous-Forges (mon premier refuge, village d'adoption, en région parisienne), et le Relais du Poutil chez Bernard, et la délicieuse boulangerie.

Accessoirement :
Merci à France Inter de m'avoir accompagné durant ma rédaction, de l'avoir égayé... merci Kriss et son groupuscle mine de rien qui ont fait de mes dimanches un dimanche pas comme les autres (spécial dédicace à J-J Vannier), merci J-Pierre Coffe (mé oui ! « Ca se bouffe pas, ça se mange ! ! ! »), la fou du roi et les chroniques de Willy et Carlier (le « Oooooh noonnnnnnn » de Bern), et bien sûr Louis Bozon et LE JEU DES MILLES EUROS ! ! ! Le répondeur de Daniel Mermet...

Ma voiturette qui ne m'a pas abandonné malgré qqs misères et s'est sentie si seule au milieu de tous ces 4x4 75 et 91 !

Je ne remercie pas :

-le bromo à cause duquel je ne pouvais pas boire d'alcool le soir en rentrant
-le broyeur à mâchoire quand il se bloquait et grâce auquel j'ai respiré et avalé pas mal de poussières
- les longs tris au séparateur magnétique
- les creusets qui se cassent au denier moment
- les fuites sur la ligne d'extraction de l'Ar
- mes rhyolites qui m'ont donné bien des difficultés
- la différenciation, le mélange magmatique et les multiples contaminations crustales de toutes sortes
- les pannes de spectro
- Savillex Corporation ! ! ! Certains comprendront pourquoi...
- les pâtes premier prix (bof)
- la queue interminable chez champion
- les voisins pour leurs travaux et mon proprio pour avoir choisi ces derniers mois pour démolir la cour et faire le ravalement

Résumé

Le magmatisme Néogène italien est caractérisé par une grande variété pétrologique et géochimique, couvrant presque entièrement le spectre des roches magmatiques connues dans le monde entier. Le volcanisme récent, Quaternaire, comprenant des laves de composition basiques et intermédiaires, est à la base de la majorité des modèles géodynamiques. Comparativement, le magmatisme acide, correspondant aux premières manifestations sur la marge Tyrrhénienne est beaucoup moins volumineux, affleure sans ou avec peu de roches basiques ou intermédiaires associées, et est relativement mal connu. Les objectifs de cette thèse sont (1) de préciser l'âge de ces manifestations, (2) de comprendre l'origine de ce magmatisme (détermination des sources) et, (3) d'intégrer ces contraintes dans le cadre général du magmatisme italien et de l'ouverture de la Mer Tyrrhénienne. Une étude combinée géochronologique et pétro-géochimique a donc été entreprise sur des édifices acides de la Toscane (San Vincenzo, Roccastrada, Amiata) et les îles de Ponza et Palmarola (Archipel des Pontine, région Campanienne, Golf de Gaeta).

Vingt-cinq datations K-Ar précises (technique Cassignol-Gillot) ont été effectuées sur les îles de Ponza et Palmarola. Le début de l'activité de Palmarola a été datée pour la première fois à 1.64 ± 0.02 Ma ; l'âge Quaternaire (Pléistocène) obtenu remet en cause l'âge Pliocène qui avait été proposé sur des critères stratigraphiques. Concernant Ponza, un nouvel épisode rhyolitique a été découvert à 3.1-2.9 Ma. Un changement magmatique rapide a été mis en évidence entre les deux îles ; en seulement ~1.3 Ma (au passage Pliocène/Pléistocène), on passe d'un volcanisme calco-alcalin orogénique à Ponza vers un volcanisme s'approchant du volcanisme alcalin intraplaque à Palmarola. De nouvelles données minéralogiques et isotopiques permettent de proposer un modèle pétrogénétique pour ces magmas, faisant intervenir une cristallisation fractionnée accompagnée par une contamination crustale plus ou moins forte, à partir de liquides mantelliques différents.

Des âges précis et reproductibles ont été obtenus pour les édifices de la Province Toscane (San Vincenzo, Roccastrada et Amiata). Pour le volcan de Monte Amiata, de nouvelles données isotopiques Sr-Nd et Pb confirment qu'il est en terme de sources un hybride entre les Province Toscane et Romaine. Nous proposons grâce aux âges obtenus un nouveau scénario pour sa mise en place.

L'analyse en composantes principales (ACP) des données isotopiques du Pb de toutes les manifestations acides étudiées dans cette thèse a permis d'identifier les deux composants source à l'origine de ces roches. Le composant le plus important est un pôle mantellique correspondant à un mélange entre DM et HIMU, tandis que le second, dont le rôle est mineur comparé au premier, est un pôle enrichi de type crustal. Les roches acides les plus au Sud (Pontines) montrent une influence plus forte du composant DM+HIMU. Ainsi, même sur des roches aussi différenciées et à plus petite échelle (l'Italie centrale), on retrouve la tendance générale propre à l'ensemble de la péninsule Italienne et de la Sicile, dérivée de l'étude isotopique des roches basiques, qui montre un mélange général entre DM et HIMU auquel s'ajoute un composant dérivé de la croûte. *L'influence du pôle DM-HIMU est croissante du Nord au Sud de l'Italie.*

Etendue à l'échelle de la marge Tyrrhénienne italienne, l'ACP permet d'identifier deux domaines sources, délimités par une discontinuité lithosphérique majeure de l'Italie centrale, le 41ème Parallèle, dans lesquels les composants évoluent différemment. Les caractéristiques du domaine Nord pourraient être contrôlées par un processus de délamination de la lithosphère inférieure, celles du domaine Sud par un retrait rapide du slab, les deux phénomènes provoquant une remontée asthénosphérique.

Abstract

The Italian Neogene magmatism is characterized by a large petrological and geochemical variety, covering almost all the magmatic rocks pattern known worldwide. Most of the geodynamic models are based upon the recent widespread Quaternary volcanism, comprising mafic to intermediate lavas. In contrast, the felsic magmatism which corresponds to the first manifestations of the Tyrrhenian margin is much less voluminous, outcrops without or with few associated mafic-intermediate rocks, and is less known.
The goals of this thesis are: (1) to precise the age of these manifestations, (2) to better understand the origin of this magmatism (determinating the sources) and, (3) to insert these constraints in the general framework of the Italian magmatism and the opening of the Tyrrhenian Sea. A combined geochronological and petro-geochemical study has thus been carried out on felsic Tuscan edifices (San Vincenzo, Roccastrada and Amiata) and the Ponza and Palmarola islands (Pontine Archipelago, Campanian area, Gaeta gulf).

Twenty-five K-Ar datings (Cassignol-Gillot technique) have been performed on the Ponza and Palmarola islands rocks. The beginning of the volcanic activity of Palmarola has been dated for the first time at 1.64 ± 0.02 Ma; the obtained Quaternary (Pleistocene) age is in contradiction with the Pliocene age which was proposed on stratigraphical criteria. Concerning Ponza, a new rhyolites episode had been recovered at 3.1-2.9 Ma. Between Pliocene and Pleistocene, the volcanism changed from orogenic calc-alkaline in Ponza to a transitional magmatism in Palmarola whose chemical signature approaches those of intraplate alkaline magmatism. This occurred in only 1.3 Ma. A petrogenetic model is proposed for the magma of Ponza and Palmarola from new mineralogical and isotopic data. It implies fractional crystallization coupled with more or less strong crustal contamination, from different mantle liquids.

Accurate and reproducible ages have been obtained for the Tuscan Province edifices (San Vincenzo, Roccastrada and Amiata). New Sr, Nd and Pb isotopic data confirmed the hybrid character of Monte Amiata volcano in terms of sources, between the Tuscan and the Roman provinces. Based on our new ages, we propose a new possible scenario for its volcanological evolution.

The principal component analysis of the lead isotopic data set of all the studied felsic manifestations has permitted to identify the two main source components at the origin of these rocks. The dominant component is mantellic and corresponds to a mixing between DM and HIMU end-members, while the second is an enriched crustal-derived end-member. The southernmost felsic rocks (Pontine) show the strongest influence of the DM+HIMU component. Thus, even with so differentiated rocks and at so small scale (central Italy), we find the general trend of the whole Italian peninsula and Sicily derived from the isotopic study of mafic rocks, which shows a general DM+HIMU mixing plus a crustal-derived end-member. The influence of the DM+HIMU end-member increases from North to South of Italy.
When extended at the scale of the whole Tyrrhenian margin, the PCA allows identifying two source domains delimitated by a major lithospheric discontinuity, the 41 Parallel Line, and in which the evolution of the components is different. The northern domain characteristics could be controlled by a lower lithosphere delamination, whereas in the southern domain they might be due to the fast slab roll-back. In both domains, the invoked processes would trigger the upwelling of asthenospheric material.

SOMMAIRE

RESUME/ABSTRACT

SOMMAIRE

LISTE DES TABLEAUX, FIGURES ET PHOTOS

INTRODUCTION GENERALE…….....p. 1-6

CHAPITRE I - CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET MAGMATISME ITALIEN

I - A. La Mer Tyrrhénienne dans le cadre géodynamique de la Méditerranée Occidentale……...p. 7-34

1. Contexte tectonique…….……p. 8
2. Géodynamique de la Méditerranée Occidentale……..……...p. 12
a) Histoire géodynamique pré-Cénozoïque
b) Evolution géodynamique Cénozoïque
De 25 à 10 Ma
De 10 Ma à 5 Ma
De 5 Ma à l'Actuel
c) Vers un modèle global d'évolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale
3. La Mer Tyrrhénienne…….……p. 22
a) Introduction
b) Caractéristiques du bassin Tyrrhénien
c) Ages des évènements tectoniques et magmatiques
Migration du volcanisme d'arc
L'accrétion arrière-arc
Le volcanisme intraplaque
d) Evolution géodynamique du bassin Tyrrhénien

I - B. Le magmatisme italien……p.35-64

1. Introduction……p. 36
2. Provinces magmatiques……p. 37
a) Présentation
b) Compositions isotopiques
c) Contraintes pétrogénétiques
3. Implications géodynamiques…….p. 49
a) Les modèles associés aux panaches
b) Modèles liés à l'hétérogénéité du manteau supérieur
Introduction
Origine des compositions EMIIe, EMI et HIMU
Conclusions

CHAPITRE II- ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DE L'ARCHIPEL DES ILES PONTINES (Golfe de Gaeta)

II- A. Introduction……...p. 65-69

II- B. Résultats et Discussion……...p. 70-168

1. Les îles de Ponza et Palmarola: nouvelles contraintes chronologiques et géochimiques …….....p. 71

New Chronological and Geochemical Constraints on the Genesis and Geological evolution of Ponza and Palmarola Volcanic Islands (Tyrrhenian Sea, Italy)
A. Cadoux, D. L. Pinti, C. Aznar, S. Chiesa, P-Y. Gillot
Lithos, Volume 81, Issues 1-4, April 2005, Pages 121-151

2. Données pétrogénétiques complémentaires sur ces deux îles……...p. 102

Petrogenesis of the oldest intermediate-felsic lavas of the Campanian area: the Ponza and Palmarola Islands (Tyrrhenian Sea, Central Italy)
A. Cadoux, D. L. Pinti, A. Peccerillo, C. Hémond, E. Douville, P-Y. Gillot
In prep. for Journal of Petrology

CHAPITRE III- ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DE LA PROVINCE TOSCANE

III- A. Introduction……p. 169-170

III- B. Contexte géologique de la Province Toscane et état des connaissances
……p. 171-183
1. Introduction……..p. 172
2. Caractéristiques pétrologiques et géochimiques du magmatisme de la Toscane
……p. 174
a) Le magmatisme acide
b) Le magmatisme basique
3. Age, nature, et implications géodynamiques des évènements métasomatiques
……p. 182

III- C. Géologie et géochronologie des sites étudiés……..p. 184-225

1. San Vincenzo……p. 185
a) Contexte géologique
b) Géochronologie
Résultats de cette étude
Comparaison avec les données de la littérature

2. Roccastrada…….....p 195
a) Contexte géologique
b) Échantillonnage
c) Géochronologie
Résultats de cette étude
Comparaison avec les données de la littérature
3. Monte Amiata…….....p 206
a) Généralités
b) Caractéristiques de terrain et volcanologie
c) Géochronologie
Données de la littérature
Résultats de cette étude
Comparaison avec les données de la littérature
Implications

III- D. PétroGéochimie de Monte Amiata.....p. 226-256

1. **Echantillonnage et pétrographie**……..p. 227
2. **Données géochimiques**……..p. 234
   a) Majeurs et traces
   b) Isotopes Sr-Nd-Pb
3. **Discussion**……p. 249

Poster présenté à l'AGU, San Francisco, Décembre 2003……p. 257

CHAPITRE IV- DISCUSSION : SOURCES DU MAGMATISME ACIDE EN ITALIE
……. ….p. 258-290

Lead isotopic Evidence for two distinct sources domains for
the intermediate-felsic rocks of Central Italy
A. Cadoux, J. Blichert-Toft, F. Albarède, D. L. Pinti, P-Y. Gillot
A soumettre à EPSL

CONCLUSIONS……p. 291

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES……...p. 299

ANNEXES

A. Reconstructions paléogéographiques et paléotectoniques depuis le Paléozoïque (Stampfli et al., 2002)

B. Datation par la méthode K-Ar – technique Cassignol-Gillot

C. Planches photos

- Photos de terrain des îles des Pontines
- Photos de lames minces des roches de PONZA
- Photos des inclusions vitreuses (analysées au MEB) dans les feldspaths des rhyolites de PONZA

D. Tableaux d'analyses

- Analyses microsonde des minéraux des roches des îles Pontines (Ponza et Palmarola)
- Analyses MEB des inclusions vitreuses dans les feldspaths des rhyolites de Ponza

E. Travaux précédents : étude de la croûte océanique actuelle et fossile

A. LE FAOUDER, C. HEMOND, **A. CADOUX**, T. JUTEAU, C. BOLLINGER, Basalts from Intra-Transform Ridges within the St-Paul Fracture Zone, Equatorial Atlantic: Evidence for Recycled Crustal Material within the Upper Mantle, *submitted to* ***G***^{3}.

M. TARDY, H. LAPIERRE, D. BOSCH, **A. CADOUX**, A. NARROS, L.C. STRUIK et P. BRUNET, 2003, Le terrane de Slide Mountain (Cordillères canadiennes) : une lithosphère océanique marquée par des points chauds, ***Canadian Journal of Earth Sciences***, 40 : 833-852.

A. CADOUX, 2001, Le bassin Carbonifère-Permien de Slide Mountain (Colombie britannique, Canada): témoin précoce du terrane de Cache Creek ou domaine océanique distinct ?, ***Géologie Alpine***, t.77, 55-58.

Curriculum vitae

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre I

Partie B

Tableau I-B.1 : *Caractéristiques pétrologiques et âges des Provinces Magmatiques Plio-Quaternaires en Italie (Peccerillo, 2003).*

Chapitre II

Partie A

Tableau II-A.1: *Tableau regroupant les roches magmatiques dont la source est inconnue (d'après Serri et al., 2001).*

Partie B

Article publié dans Lithos :

Table 1: *Major and trace elements analyses of Ponza volcanic rocks.*
Table 2: *Major and trace elements analyses of Palmarola volcanic rocks.*
Table 3: *K–Ar ages of Ponza volcanic rocks.*
Table 4: *K–Ar ages of Palmarola volcanic rocks.*

Article en préparation pour Journal of Petrology :

Table 1. *Representative electron microprobe analyses of minerals from Ponza and Palmarola volcanic rocks.*
Table 2. *SEM glass and vitreous inclusions analyses in Ponza rhyolite.*
Table 3. *Sr, Nd and O isotopic compositions of Ponza and Palmarola volcanic rocks.*
Table 4. *Results of mass balance calculations within the Palmarola rhyolites.*
Table 5. *Results of mass balance calculations testing relationship between Ponza trachyte Ponza rhyolites and Palmarola rhyolites.*
Table 6. *Results of mass balance calculations testing parent-daughter relationship between Ponza trachyte (daughter) and Ventotene and Roccamonfina trachybasalts (hypothetical parents).*
Table 7. *Results of mass balance calculations testing parent-daughter relationship between Ponza rhyolites (daughter) and Campanian plain and Aeolian andesites (hypothetical parents).*
Table 8. *Results of mass balance calculations testing parent-daughter relationship between Palmarola rhyolites (daughter) and Aeolian andesites from Lipari, Vulcano and Stromboli islands (hypothetical parents).*
Table 9. *Results of mass balance calculations testing parent-daughter relationship between Ponza comendite (daughter) and Pantelleria lavas (hypothetical parents).*

Chapitre III

Partie C

Tableau III-C.1: *Résultats des datations K-Ar sur les échantillons TOS10 et TOS11 de San Vincenzo et Botro ai Marmi.*
Tableau III-C.2: *Résultats des datations K-Ar sur les rhyolites de Roccastrada.*
Tableau III-C.3: *Résultats des datations K-Ar effectuées sur les différentes unités de Monte Amiata. BTC: Basal Trachydacitic Complex; DLC: Domes and Lava Flows Complex; OLL: Olivine Latitic Lava flows.*

Partie D

Tableau III-D.1a: *Analyses des éléments majeurs et norme CIPW des roches de Monte Amiata et d'un échantillon de l'édifice voisin de Radicofani.*
Tableau III-D.1b: *Analyses des éléments en trace des roches de Monte Amiata et d'un échantillon de l'édifice voisin de Radicofani.*
Tableau III-D.2: *Composition isotopiques en Sr, Nd, et Pb des roches de Monte Amiata et d'un échantillon de l'édifice voisin de Radicofani.*
Tableau III-D.3a: *Analyses des éléments majeurs de roches magmatiques de la Toscane étudiées dans cette étude.*
Tableau III-D.3b: *Analyses des éléments en trace et compositions isotopiques en Sr, Nd et Pb des roches magmatiques de la Toscane étudiées dans cette étude.*

Chapitre IV

Table 1. *Lead isotopic compositions for intermediate-felsic rocks from the Tuscan Province and the Pontine. The location, nature and ages of the samples are also indicated.*
Table 2. (a) *Principal Component Analysis summary table. The eigenvalues represent the partition of the total variation in the multivariate sample. Their sum is the number of variables (i.e., 3 variables). The percent column lists each eigenvalue percentage of the total eigenvalues. The cumulative percent column shows the cumulative percentage of variation represented by the eigenvalues.* **(b)** *Correlation coefficients (R) between the isotopic ratios and the three axes.*

LISTE DES FIGURES

Introduction générale

Figure 1 : (a) *Carte de l'Italie situant la zone d'étude (Italie centrale) et montrant les structures tectoniques les plus importantes (front de subduction et failles lithosphériques majeures).* **(b)** *Carte de l'Italie centrale situant les affleurements de roches magmatiques acides dans le cadre des différentes « Provinces Magmatiques » définies par Peccerillo (2001).*

Chapitre I

Partie A

Figure I-A.1: *Carte structurale de la zone Méditerranéenne (simplifiée d'après Channel et al., 1979 ; et Horvath et al., 1981 ; dans Malinverno et Ryan, 1986)*
Figure I-A.2: *Extrait de la carte de sismicité dans la région Méditerranéenne (modifiée d'après Plag et al., 1998).*
Figure I-A.3: *Modèle simple de développement d'un bassin dû à la migration d'un arc (Malinverno et Ryan, 1986).*
Figure I-A.4: *Reconstruction paléotectonique de la Méditerranée Occidentale au Miocène Inférieur (Gueguen et al., 1998).*
Figure I-A.5: *Reconstruction paléotectonique de la Méditerranée Occidentale au Tortonien (Gueguen et al., 1998).*
Figure I-A.6: *Reconstruction paléotectonique de la Méditerranée Occidentale au Pliocène Inférieur (Gueguen et al., 1998).*
Figure I-A.7: *La Méditerranée Occidentale Actuelle (Gueguen et al., 1998).*
Figure I-A.8: *Deux profils tomographiques issus du modèle BS2000 à travers les 1000 premiers kilomètres du manteau de la Méditerranée Occidentale (Bijwaard et Spakman, 2000; Spakman et Wortel, 2004).* ***(a)*** *: Profil à travers la région des Bétiques-Alboran et le bassin Algérien ;****(b)*** *: profil à travers le manteau Tyrrhénien et la Calabre.*
Figure I-A.9: *Reconstruction de la surface de l'océan Ligure basée sur la quantité et la géométrie de la plaque plongeante estimées d'après le modèle de tomographie BS2000 (Bijwaard et Spakman, 2000; Spakman et Wortel, 2004).*
Figure I-A.10: *Contexte tectonique de la Mer Tyrrhénienne (Rosenbaum et Lister, 2004).* ***(a)*** *Carte montrant les principaux traits structuraux (modifié d'après Patacca et al., 1993) et la position des coupes (Fig. I-A.14).* ***(b)*** *Epaisseur crustale (d'après Gvirtzman et Nur, 2001).* ***(c)*** *Flux de chaleur (d'après Della Vedova et al., 1991).*
Figure I-A.11: *Carte bathymétrique de la Mer Tyrrhénienne, avec position des forages ODP et DSDP (modifiée d'après Kastens et al., 1990).*
Figure I.A-12: *Corrélation géochronologique des produits magmatiques dans la région Sardo-Tyrrhénienne (Argnani and Savelli, 1999).*
Figure I.A-13: *Reconstruction de la position de l'arc magmatique dans le temps basée sur les données d'âges du magmatisme de la Mer Tyrrhénienne (Rosembaum et Lister, 2004).*
Figure I.A-14: *Reconstruction du slab à différents stades durant l'ouverture de la Mer Tyrrhénienne pour* ***(a)*** *le domaine Nord Apennins,* ***(b)*** *le domaine central des Apennins, et* ***(c)*** *la région de la Calabre (Rosenbaum et Lister, 2004).*

Figure I.A-15: *Une proposition de la configuration actuelle du manteau supérieur dans la région Tyrrhénienne basée sur l'interprétation d'images tomographiques (d'après Spakman et Wortel, 2004).*
Figure I-A.16: *Carte montrant l'évolution de la plaque subductée sous l'Italie depuis le Miocène Supérieur (relativement aux côtes actuelles ; Rosenbaum et Lister, 2004).*

Partie B

Figure I-B.1: **A**. *Diagramme de classification TAS (Total Alkali Silica) pour les roches magmatiques Plio-Quaternaires italiennes (Peccerillo, 2002).* **B.** *Diagramme de classification ΔQ vs. K_2O/Na_2O pour les roches volcaniques Plio-Quaternaires basiques (MgO>4%) d'Italie.*

Figure I-B.2: *Distribution du volcanisme Plio-Quaternaire en Italie (modifié d'après Peccerillo, 2001, 2002).*
Figure I-B.3: *Rapports d'éléments incompatibles dans les roches volcaniques basiques d'Italie. Notez la forte variation régionale (Peccerillo, 2002).*
Figure I-B.4: *Diagramme Th/Yb vs. Ta/Yb discriminant les basaltes d'arc et intraplaques appliqué aux roches basiques Plio-Quaternaires d'Italie (Peccerillo, 2002).*
Figure I-B.5: *Diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ des roches magmatiques basiques d'Italie (Peccerillo et Lustrino, 2004).*
Figure I-B.6: *Diagramme $^{208}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ des roches magmatiques basiques d'Italie (Peccerillo et Lustrino, 2004).*
Figure I-B.7: *Diagrammes $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ des roches magmatiques basiques d'Italie (Peccerillo et Lustrino, 2004).*
Figure I-B.8: (a) *Epaisseur crustale en Méditerranée et principales structures extensives et décrochantes aux bordures externes de la région affectée par l'extension (Bell et al., 2004).* **(b)** *Coupe interprétative montrant un panache mantellique dégazé coincé dans la zone de transition*
Figure I-B.9: *Croquis illustrant le modèle de fenêtre asthénosphérique proposé par Gasperini et al. (2002) pour expliquer le magmatisme italien.*
Figure I-B.10: *Deux profils tomographiques issus du modèle BS2000 à travers les 1000 premiers kilomètres du manteau de la Méditerranée Occidentale (Bijwaard et Spakman, 2000; Spakman et Wortel, 2004).* **(a)** *Profil à travers les Apennins Sud et le bassin Tyrrhénien ;* **(b)** *Profil à travers les Apennins Nord et le bassin Liguro-Provençal.*
Figure I-B.11: *Diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. Rb/Sr représentant les roches basiques d'Italie Centrale et Sud (Peccerillo et Lustrino, 2004).*
Figure I-B.12: *Diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif de roches basiques Plio-Quaternaires représentatives d'Italie, comparées aux roches ultrapotassiques de l'Afrique de l'Est (Virunga district ; Rogers et al., 1992), aux métagranites de Dora Maria (composition moyenne d'après Cadoppi, 1990) et aux gneiss de Toscane (Conticelli, 1998).*
Figure I-B.13: *Délamination, détachement et enfoncement gravitaire de la racine lithosphérique surépaissie de la Sardaigne durant la fin de l'orogénèse hercynienne (Lustrino, 2000, 2004).*
Figure I-B.14: Modèle schématique d'évolution des sources mantelliques du magmatisme italien, impliquant trois épisodes de métasomatisme du manteau supérieur (Peccerillo, 2002).

Chapitre II

Partie A

Figure II-A.1 : *Carte de l'Italie situant l'archipel des Pontine (carré gris) par rapport aux structures majeures de la région (front de subduction actuel, et les failles lithosphériques du parallèle 41°N et d'Ortona-Roccamonfina).*
Figure II.A.2 : *Modèle numérique de terrain de la plateforme continentale sur laquelle s'est construit l'archipel des Pontine, vue en perspective.*

Partie B

Article publié dans Lithos :

Figure 1: *Location of Ponza and Palmarola Islands, Pontine Archipelago, Central Tyrrhenian Basin.*
Figure 2: *Geological map of Ponza Island (modified after Carmassi et al., 1983) and Palmarola (modified after Vezzoli, 1999) with sample locations, labels and obtained K–Ar ages (Tables 3 and 4).*
Figure 3: (a) *FeO+MgO+CaO+Na_2O+K_2O (wt.% oxide) versus Al_2O_3 (wt.%) plot for the acidic products of Ponza. Symbols: black squares = rhyolitic dykes; white squares = hyaloclastites.* **(b)** *Na_2O and* **(c)** *K_2O versus LOI (wt.%) plots for Palmarola rhyolites. Symbols: black triangles = rhyolitic dykes; white triangles = hyaloclastites.*
Figure 4: (a) *Total alkalis vs. silica diagram (TAS; Le Maître et al., 1989) for volcanic rocks of Ponza and Palmarola islands, together with rocks from Tuscany (Elba, San Vincenzo, Roccastrada: authors' unpublished data; Campanian Plain boreholes [Parete (Albani et al., 1980) and Castel Volturno (Beccaluva et al., 1991)], Eastern Pontine Archipelago [Ventotene (Beccaluva et al., 1991)], and Ustica–Anchise volcanic centers (Calanchi et al., 1984). Alkaline/subalkaline limit: Irvine and Baragar (1971).* **(b)** *K_2O vs. silica diagram (Rickwood, 1989); data sources and symbols as in Fig. **5**(a). Major elements analyses recalculated on a volatile-free basis.*
Figure 5: (a) *REE diagram of Ponza and Palmarola volcanic rocks. REE normalized to the average C1 chondrites of Boynton (1984).* **(b)** *Spider diagram of Ponza and Palmarola volcanic rocks normalized to primordial mantle (Wood et al., 1979). The inset of the upper right corner displays a comparison between the less altered (83L) and the most altered (83C) rhyolitic products of Ponza. The very similar patterns strongly suggest immobility of trace elements during alteration.*
Figure 6: (a) *Diagram showing K–Ar ages obtained on mineral separates of the volcanic rocks of Ponza and Palmarola islands. Sample labels are reported on the x-axis. This figure illustrates the three volcanic episodes on Ponza. A zoom of the first volcanic episode is shown with error bars for each age in the inset of the upper right corner.* **(b)** *Diagram zooming on Palmarola K–Ar ages with their analytical uncertainties.*
Figure 7: *Primordial mantle-normalized spider diagram (Wood et al., 1979) comparing Ponza rhyolites with other acidic magmatic rocks from Tuscan Magmatic Province (TMP): Elba, San Vincenzo, Roccastrada (authors' unpublished data and Giraud et al., 1986).*
Figure 8: *Yb/Ta vs. Y/Nb diagram (Eby, 1990) for Ponza and Palmarola volcanic rocks. These ratios, which are not strongly influenced by differentiation processes, serve as indicators of magma sources. Acidic magmatic rocks from TMP have been also reported for comparison (Giraud et al., 1986; Pinarelli et al., 1989; Coli et al., 2001; Poli and Perugini, 2003; authors'unpublished data). Dashed line fields indicate the compositions of rocks from*

various tectonic settings. Light and dark gray fields represent compositions of typical anorogenic felsic rocks (Eby, 1990).
Figure 9: *Hf–Rb/30–Ta*3 discriminating diagram for rocks of granitic composition (Harris et al., 1986) applied to Ponza and Palmarola rhyolites. This diagram shows the fields for volcanic-arc, withinplate, syn-collisional and late- to post-collisional granites.*
Figure 10: *Th/Ta and Nb/Ta ratios vs. K–Ar ages diagrams showing the evolution of these ratios with time. Th/Ta ratio is commonly used as an indicator of the orogenic character of a rock. Crustal and mantle values for Nb/Ta ratios are from (Green, 1995). Symbols: as in Fig. II-B.4.*
Figure 11: *Y/Nb vs. ages plot comparing the lavas of Ponza and Palmarola islands with those of Anchise seamount and Ustica Island. Geochemicaldata of Ustica and Anchise are from Calanchi et al. (1984) and geochronological data are from Calanchi et al. (1986) and De Vita et al. (1998).Y/Nb ratio is used as an indicator of the magmatic source. The limit value of 1.2 was defined by Eby (1990).*
Figure 12: *Chronological synthesis of the results (derived from K–Ar ages and major and trace element geochemistry) obtained for Ponza and Palmarola volcanic formations, compared to the evolution of the geodynamical context of the Tyrrhenian basin (Carminati et al., 1998; Gueguen et al., 1998; Argnani and Savelli, 1999).*

Article en préparation pour Journal of Petrology :

Figure 1. *Map locating Central Italy with its main tectonic structures* **(1a)** *and felsic outcrops and ages* **(1b)***, including the western Pontine: Ponza and Palmarola Islands.*
Figure 2. *Geological maps and samples location of Ponza and Palmarola Islands.*
Figure 3. *Composition range and nomenclature of the main mineral phases in the Ponza and Palmarola volcanic rocks:* ***3a)*** *An-Ab-Or ternary plot for feldspars;* ***3b)*** *Ca-Mg-Fe pyroxenes (Morimoto, 1988) and* ***3c)*** *FeO-Fe_2O_3-TiO_2 system for Fe-Ti oxides.*
Figure 4. *Alumina Saturation Index (ASI) vs. Alkali Index (AI) and Total Alkali Silica (TAS; Le Bas et al., 1986) diagrams with all the available data on Ponza and Palmarola volcanics. Ponza volcanics: Stars = Barberi et al. (1967); crosses = Savelli, 1987; circles = Bellucci, 1999; diamonds = Conte and Dolfi, 2002; squares = Cadoux et al. (2005). Palmarola rhyolites: ? = Barberi et al. (1967); ? = Savelli, 1987 ; triangles = Cadoux et al. (2005).*
DT, LT, Sy, ST and C: Dark Trachyte, Light Trachyte, Syenite, Sodic Trachyte and Comendite of Ponza (Conte and Dolfi, 2002).*
Figure 5. *Harker diagrams. Same data as in Fig. 4. Here, data of different sources are not distinguished by different symbols for clarity's sake. Squares: Ponza volcanics (white for rhyolites, grey for trachytes); Palmarola rhyolites: black triangles.*
Figure 6. *Trace elements and trace elements ratios variation diagrams. Data sources for Ponza: this study (squares) and Conte and Dolfi (2002; diamonds). Data for Palmarola are all from Cadoux et al. (2005).*
Figure 7. *REE patterns of Ponza and Palmarola volcanic rocks. Same data sources as in Fig. 6.*
Figure 8. *Sr vs. Nd isotopic compositions of Ponza and Palmarola volcanic rocks compared with the other neighbour volcanic rocks of the Campanian Province (CMP: Eastern Pontine, Ischia, Procida, Vesuve, REF) and Roman Province (Roccamonfina; REF). Also are reported the Tyrrhenian Sea floor data (drillings 651 and 655; Italian depleted mantle component, DM) and the Pantelleria data (which can be considered as the HIMU component of Italy).*
PNZτ and PNZρ = Ponza trachytes and rhyolites, respectively. PLMρ = Palmarola rhyolites.
Figure 9. *Na_2O vs. K_2O (wt.%) diagram. Same data and symbols as in Fig. 4.*
Figure 10. *a) SiO_2 vs. Nb/Y classification diagram for common volcanic rocks (Winchester and Floyd, 1977).* ***b)*** *Nb vs. Zr plot (Leat et al., 1986) comparing Ponza and Palmarola*

volcanic rocks (same symbols as in previous figures) with intra-plate type rocks of Pantelleria (Esperança and Crisci, 1995; Civetta et al., 1998; Avanzinelli et al., 2004), and ocean islands comprising rocks from Ascension Island, Tristan Da Cunha group and Pitcairn-Gambier chain (GEOROC database for OIB at http://georoc.mpchmainz.de).

Figure 11. *Representative major and trace elements variations diagrams within the Palmarola rhyolites. Same data and symbols as in Fig. 4.*

Figure 12. *Trace elements modelling of petrogenetic processes in Palmarola rhyolites. p.m = partial melting, f.c = fractional crystallization model.*

Figure 13. *Major **(a)** and trace elements **(b)** comparison of the Ponza trachytes with the neighbour eastern Pontine (Ventotene and Santo Stefano islands; ages: Metrich,1988, Bellucci, 1999 (Capaldi); Ventotene chemistry: Barberi, 1967; Metrich,1988; D'Antonio and Di Girolamo, 1994; Bellucci, 1999; Ponza trachytes age : Cadoux et al., 2005, chemistry: Barberi, 1967; Savelli, 1987; Bellucci, 1999, Conte and Dolfi, 2002; Cadoux et al., 2005) and Roccamonfina rocks (ages: Balini et al., 1990; Cole et al. 1992; Gianetti and De Casa, 2000; Gianetti, 2000; Roccamonfina chemistry: Gianetti, Cole, Balini).*

Figure 14. *Trace elements modelling of possible parent-daughter relationships between Ponza trachyte (daughter) and Ventotene and Roccamonfina trachybasalts (hypothetical parents).*

Figure 15. *Major and trace elements comparison of the Ponza and Palmarola rhyolites with rocks of the Campanian boreholes and the Aeolian Islands.*

Figure 16. *Trace elements modelling of possible parent-daughter relationships between: **a)** Ponza rhyolite (daughter) and Campanian plain and Aeolian andesites (hypothetical parents); **b)** Palmarola rhyolites (daughter) and andesites from Lipari, Vulcano and Stromboli islands (hypothetical parents); **c)** Ponza comendite (daughter) and Pantelleria lavas (hypothetical parents).*

Figure 17. *Trace elements AFC modelling of: **a)** Ponza rhyolites; **b)** Palmarola rhyolites; **c)** Ponza comendite.*

Figure 18. $^{87}Sr/^{86}Sr$ *ratios vs. Alkali content. Same symbols as in Fig. 8.*

Figure 19. *Cartoon depicting the possible petrogenetic models for Ponza and Palmarola lavas.*

Chapitre III

Partie B

Figure III-B.1 *: Localisation, âges et caractéristiques des roches intrusives et extrusives de la Province Magmatique Toscane. Notez l'âge de plus en plus jeune du magmatisme de l'Ouest vers l'Est (Peccerillo et Donati, 2003).*

Figure III-B.2 *: Carte schématique de la Province Magmatique Toscane montrant le « rajeunissement » du magmatisme de l'Ouest vers l'Est (Peccerillo et Donati, 2003).*

Figure III-B.3 *: Diagrammes K_2O vs. SiO_2, alcalins vs. SiO_2, et K_2O/Na_2O vs. SiO_2 pour les roches magmatiques de la Province Toscane. ΔQ est la somme algébrique du quartz, moins les minéraux sous-saturés, et définit le degré de saturation en silice. Source des données : Peccerillo et al. (2001). Zone hachurée : roches basiques de la Province Magmatique Romaine. Les symboles encerclés indiquent les enclaves basiques des différentes localités.*

Figure III-B.4 *: Diagrammes de classification pour les roches basiques potassiques (Foley et al., 1987). Les lignes divisent le champ des lamproïtes et des roches potassiques et ultrapotassiques de la Province Romaine. Même symboles et données sources que dans la Figure 3.*

Figure III-B.5 *: Spectres d'éléments incompatibles des roches basiques de Toscane, d'une lamproïte des Alpes Occidentales, et des basaltes shoshonitiques de Vulcano (Arc Eolien) ; normalisation d'après les valeurs de Wood (1979). Données pour les métagranites de Dora Maiura de Cadoppi (1990).*
Figure III-B.6 *: Diagrammes de variation de rapports clés d'éléments en trace et rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ des roches basiques toscanes (MgO > 4%). Les lamproïtes toscans définissent des courbes de mélange entre les compositions du manteau supérieur et de la croûte supérieure, et se distinguent de la Province Romaine. Même symboles et données sources qu'en Figure 2.*

Partie C

Figure III-C.1 : *Extrait de la carte géologique au 25 000è de Massa Maritima (feuille 119, 1969) montrant les formations autour de San Vincenzo. Les formations représentées en rouge sont les roches magmatiques Pliocène (rhyolites de San Vincenzo et granite de Botro ai Marmi). En bleu : calcaires jurassiques de la nappe Toscane ; en vert et jaune foncé: dépôts sédimentaires Eocène ; jaune clair : dépôts quaternaires La localisation des échantillons étudiés (labellés « TOS ») est indiquée.*
Figure III-C.2 : *Carte schématique des roches volcaniques de San Vincenzo montrant la teneur en Sr (en ppm) des échantillons, indiquée par les nombres sur la carte. La droite en pointillés divise la zone en deux parties. Les échantillons situés à l'Ouest et à l'Est de cette droite appartiennent respectivement au groupe NMG et MG (modifiée d'après Pinarelli et al., 1989).*
Figure III-C.3 : *Diagramme illustrant les âges K-Ar obtenus avec leur barre d'incertitude.*
Figure III-C.4 : *Diagramme illustrant les âges publiés sur les rhyolites de San Vincenzo par différentes méthodes de datation et comparés aux résultats de cette étude. L'âge K-Ar sur biotite de Borsi et al. (1967) a été recalculé avec les constantes de Steiger et Jäger (1977), ce qui donne âge de 4.88 Ma au lieu de 4.70 Ma.*
Figure III-C.5 : *Diagramme illustrant les âges publiés sur les roches granitiques de Campiglia comparés à l'âge obtenu cette étude. Les âges K-Ar de Borsi et al. (1967) ont été recalculé avec les constantes de Steiger et Jäger (1977), ce qui donne des âges de 5.91, 5.14 et 4.37 Ma au lieu de 5.70, 5.00 et 4.30 Ma respectivement.*

Figure III-C.6 : *Extrait de la carte géologique au 25 000è de Siene (Siena, feuille 120, 1968). Les rhyolites de Roccastrada sont représentées en rouge. En rose : quartzites et phyllites Paléozoïques-Triasiques. Jaune : dépôts Néogènes. Vert : Ligurides. La localisation des échantillons étudiés (labellés « 84 ») est indiquée.*
Figure III-C.7 : *Diagramme illustrant les âges K-Ar de cette étude obtenus sur les trois échantillons de rhyolites de Roccastrada. Symbole rempli : âge sur verre ; symbole vide : âge* sur feldspath.
Figure III-C.8 : *Diagramme comparant les âges de la littérature avec les résultats de cette étude. Bi : biotite ; fK : feldspath potassique; v : verre. Les âges de Borsi et al. (1965) ont été recalculés avec les constantes de Steiger et Jäger (1997).*
Figure III-C.9: *Carte structurale simplifiée de Monte Amiata et du socle environnant (Calamai et al., 1970 ; Ferrari et al., 1996). Legende : 1a) et 1b) calcaires et grès du groupe de Pietraforte 2) schistes et calcaires marneux, marnes et grès du groupe de Pietraforte ; 3) dépôts Pliocène à Quaternaire remplissant le graben de Radicofani ; 4) complexe basal du volcan de Monte Amiata (BTC) ; 5) dômes et coulées latitiques finales de Monte Amiata (DLC et OLL) ; 6) fissures d'alimentation ; 7) cratères supposés ; 8) axes anticlinaux ; 9) axes synclinaux ; 10) failles normales.*
Figure III-C.10: *Carte géologique du volcan de Monte Amiata (modifiée d'après Ferrari et*

al., 1996).

Figure III-C.11 : *Données géochronologiques publiées sur le volcan de Monte Amiata.*

Figure III-C.12: *Schéma proposé par Ferrari et al. (1996) pour l'évolution volcanique du Monte Amiata.*

Figure III-C.13 : *Modèle Numérique de Terrain (MNT) du volcan de Monte Amiata, réalisé sous Surfer après digitalisation des courbes de niveau (d'après la carte géologique de Ferrari et al., 1996). La carte géologique simplifiée présentée en Fig. III-C.10 a été superposée au MNT afin de souligner le lien entre géologie et morphologie. Notez l'alignement des dômes suivant une direction principale ENE-WSW. La localisation des échantillons datés est reportée.*

Figure III-C.14: *Diagramme illustrant les âges K-Ar obtenus sur les différentes unités de Monte Amiata. Seuls les âges significatifs (voir texte) ont été reportés (les âges aberrants sur plagioclase et certains verres ne figurent pas sur ce diagramme).*

Figure III-C.15: *Comparaison des âges K-Ar et Ar-Ar de la littérature avec ceux de cette étude. Ici, seuls les âges sur sanidine sont reportés et comparés.*

Partie D

Figure III-D.1: *Carte géologique de Monte Amiata (d'après Ferrari et al., 1996) avec la localisation des échantillons analysés.*

Figure III-D.2: *Diagramme TAS (Total Alkali vs. Silica, Le Bas et al., 1986). Les données de cette étude (symboles) sont reporteés avec les données disponibles dans la littérature (champ gris foncé = DLC ; gris moyen = DLC ; gris clair = OLL). Les tiretés délimitent le champ occupé par les enclaves magmatiques (ME). Source des données de la littérature: Hawkesworth et Vollmer, 1979 ; Poli et al., 1984 ; Van Bergen, 1985, Giraud et al., 1986 ; Rombai et al., 1995 ; Ferrari et al., 1996 ; Conticelli, 1998, Conticelli et al., 2002 ; James, 2004.*

Figure III-D.3 : *Diagrammes d'Harker (variations des éléments majeurs en % oxydes en fonction de SiO_2). Toutes les données disponibles (cette étude et littérature) sont représentées sans distinction pour plus de clarté. Symboles : cf. Fig. III-D.2.*

Figure III-D.4 : *Diagrammes de variation des éléments en trace en fonction de la teneur en silice.*

Figure III-D.5: *Diagrammes d'éléments incompatibles vs. Th et, Th/Ta vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$.*

Figure III-D.6 : *Spectre de Terres Rares normalisées aux chondrites (Nakamura, 1974) et diagramme multi-éléments normalisés au manteau primitif (Wood, 1979).*

Figure III-D.7: *Diagrammes isotopiques reportant les données Sr-Nd-Pb de cette étude et les situant par rapport à la PMT et la PMR.*

Figure III-D.8: *Diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. 1/Sr des roches de Monte Amiata.*

Figure III-D.9 : ***(a)*** *Diagramme Ba/Hf vs. Th et* ***(b)*** *La/Y vs. La, comparant les roches de Monte Amiata avec des roches de la PMT (Radicofani, Monte Capanne, San Vincenzo et Roccastrada = données de cette étude, Tab.III-D.3 ; Cimini : Poli et al., 1984) et de la PMR (Sabatini : Conticelli et al., 1995 ; Vulsini : Parker, 1989 ; Conticelli et al., 1991 ; Nappi et al., 1998).*

Figure III-D.10 : ***(a)*** *Diagrammes Rb/Ta vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ et* ***(b)*** *$^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. Th. Mêmes symboles que dans la Fig. III-D.9.*

Figure III-D.11: *Diagrammes $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. 1/Sr* ***(a)*** *avec Roccastrada (PMT) et* ***(b)*** *sans Roccastrada.*

Chapitre IV

Article à soumettre à EPSL:

Figure 1. (a) *Map locating Central Italy with its main tectonic structures and,* ***(b)*** *its felsic outcrops with their ages, in the framework of the Magmatic Provinces defined by Peccerillo (2001).*

Figure 2. a) *K_2O (wt.%) vs. Th (ppm) diagram and* **b)** *ASI vs. AI diagram of the studied magmatic rocks.*

Figure 3. *Primitive mantle normalized multi-elements patterns (Wood, 1979).*

Figure 4. a) *$^{208}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ and* **b)** *$^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ isotopic compositions with their error bars, for the studied magmatic rocks.*

Figure 5. *Graphical display Principal Component Analysis (PCA) of the lead isotopic data of this study. The new variables and the three isotopic ratios are projected on a sphere of 1 sigma radius following the different components.*

Figure 6. *$^{208}Pb/^{206}Pb$ vs. $^{204}Pb/^{206}Pb$ diagram situating the studied rocks relative to the DM and HIMU end-members, and crustal reservoirs. Data sources: HIMU data are from GEOROC database (http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/), MAR data from PETDB database (http://www.petdb.org/index.jsp), subducted sediments (Plank and Langmuir, 1998), Italian Crust (Gianelli & Puxeddu, 1979; Caggianelli et al., 1991; Pinarelli, 1991; Boriani et al., 1995; Conticelli, 1998, Conticelli et al., 2002).*

Figure 7. *Maps displaying the new variables values for component 1* **(a)** *and component 2* **(b)**.

Figure 8. (a) *Components 1 and 2 vs. ages and,* **(b)** *vs. the distance from Montecatini (derived from the projection on a straight line between Montecatini and Vesuvius).*

Figure 9. *$^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ diagram with data on intermediate-felsic rocks of this study, and data from mafic rocks of Gasperini et al. (2002). HIMU, DM and crustal reservoirs: same sources as Fig. 6.*

Figure 10. *Map with iso-variances values of component 1 from the PCA extending to whole Italian volcanism with Gasperini et al. (2002) lead isotopic data on mafic rocks. Red crosses indicate samples locations. Dashed lines represent the major Italian lithospheric discontinuities: 41PL, 41° Parallel Line; AAF, Ancona-Anzio Fault; ORL, Ortona-Roccamonfina Line, CLD, Campanian Lithospheric Discontinuity.*

Figure 11. *Component 1 (DM+HIMU) vs. angular distance (°) to San Vincenzo.*

LISTE DES PHOTOS

Photo III-C.1 : *Echantillon TOS10 vu en lame mince, en LNA. Au centre de la photo, phénocristal de sanidine avec inclusions de biotites, baignant dans une mésostase cryptocristalline constituée de sanidine, biotites et plagioclases, et verre dévitrifié.*
Photo III-C.2 : *Photo prise au Nord de Monte Alto, vers Piloni-Torniella (Fig. III-C.6) montrant les conditions d'affleurements des rhyolites de Roccastrada. La pancarte indique un âge de ~2.3 Ma pour ces rhyolites.*
Photo III-C.3 : *Photo de l'échantillon de rhyolite 84X.*
Photos III-C.4 : *Photos de terrain du complexe trachydacitique basal :* ***a)*** *à Castel del Piano, et* ***b)*** *à Maronetto (cf. Fig. III-C.10).*
Photos III-C.5 : *Photos de terrain du complexe trachydacitique basal :* ***a)*** *à Maronetto, et* ***b)*** *à San Fiora (cf. Fig. III-C.10).*
Photos III-C.6 : *Photos du complexe trachydacitique basal à Maronetto. En* ***a)*** *bloc de trachydacite montrant un litage et,* ***b)*** *zoom sur cette structure magmatique ; on voit une alternance de couleurs (noire à rosée) correspondant vraisemblablement à différents degrés d'oxydation (le niveau rose correspondant à un niveau très oxydé).*
Photos III-C.7 : *Photos de lames minces (en LNA) d'un échantillon de la coulée basale 84BE. Cet échantillon est riche en cristaux. En* ***a)*** *au centre du cliché : une biotite déformée façon « kink band » ; en* ***b)*** *nombreux cristaux fragmentés (clastes). Dans les deux clichés, on observe des figures de flux dans la pâte vitreuse qui se moule contre les cristaux déformés ou cassés.*

Photos III-D.1 : *Photos d'échantillons prélevés dans la coulée basale (BTC) :* ***(a)*** *à Castel del Piano (unité inférieure du BTC),* ***(b)*** *à Tre Case près de Quaranta (unité supérieure du BTC ; Fig.III-D.1)* ***(c)*** *à Maronetto (unité inférieure du BTC). Voir la Figure III-D.1 pour la localisation géographique de ces échantillons.*
Photos III-D.2 : *Photos de lame mince de l'échantillon 84AV de la coulée basale,* ***(a)*** *en LNA,* ***(b)*** *en LPA. Des cristaux de feldspaths (plus visible en LPA), biotites et pyroxènes baignent dans une matrice vitreuse (noire en LPA).*
Photos III-D.3 : *Photos d'enclaves métamorphiques :* ***(a)*** *dans la coulée basale (BTC) à Maronetto (Fig. III-D.1)* ***(b)*** *dans l'unité des dômes (DLC) près du sommet du volcan au niveau de Corno di Bellaria (Fig. III-D.1). Il faut tout de même souligner que les enclaves métamorphiques sont beaucoup moins abondantes dans les dômes que dans la coulée basale.*
Photos III-D.4: *Photos des roches du DLC (dômes) :* ***(a)*** *in situ, à La Vetta, près du sommet du volcan (Fig. III-D.1)* ***(b)*** *échantillon 84AA (La Vetta ; Fig. III-D.1) dans lequel on peut voir des petites enclaves métamorphiques (flèche rouge), et* ***(c)*** *échantillon 84AH (Prato dell Contessa).*
Photos III-D.5 : *Photos des enclaves magmatiques dans le DLC :* ***(a)*** *in situ, près du sommet du volcan,* ***(b)*** *à Poggio della Pescina (Fig. III-D.1),* ***(c)*** *à Poggio Pinzi (Fig. III-D.1) et,* ***(d)*** *photo d'une face sciée de l'échantillon 84AM (Fig. III-D.1) montrant l'abondance des vésicules.*
Photos III-D.6 : *Photos des enclaves magmatiques dans le DLC vues au microscope:* ***(a)*** *contact entre l'enclave 84AD (à gauche du cliché) et la roche hôte (à droite), notez la différence de texture,* ***(b)*** *échantillon 84AD (Fig. III-D.1) et* ***(c)*** *échantillon 84AQ (Fig. III-D.1). Des phénocristaux arrondis, résorbés, entourés d'une bordure réactionnelle baigne dans une matrice finement cristallisée.*
Photos III-D.7 : ***(a)*** *échantillon 84AE de la coulée latitique d'Ermeta et,* ***(b)*** *même échantillon vu en lame mince.*

Introduction générale

Les roches magmatiques « acides » (SiO_2 >57%) sont difficiles à étudier en terme de pétrogénèse et des implications géodynamiques qu'elles ont. Les rhyolites, par exemple, peuvent dériver soit d'anatexie crustale, soit de la différenciation à partir d'un liquide basaltique (source mantellique). De plus, des processus d'assimilation crustale et/ou de mélanges magmatiques peuvent intervenir contaminant ainsi la signature originelle de la source. C'est pourquoi les roches basiques sont les plus étudiées car elles conservent la signature géochimique de la source. Mais, dans certaines zones, les roches basiques sont absentes, ou il manque des roches de composition intermédiaire (52%< SiO_2 <57%) entre les termes basiques et acides: ce dernier cas est ce que l'on appelle le « Daly Gap » (Chayes, 1977; Bellieni et al., 1985; Ross, 1985; Garland et al., 1995). Le « Daly Gap » est commun aux zones de rift (ex., le rift éthiopien; Peccerillo et al., 2003), où l'on observe une distribution bimodale du volcanisme, basique et acide. Le premier cas (absence de termes basiques) peut avoir lieu dans les zones de subduction telle que la marge Tyrrhénienne de l'Italie.

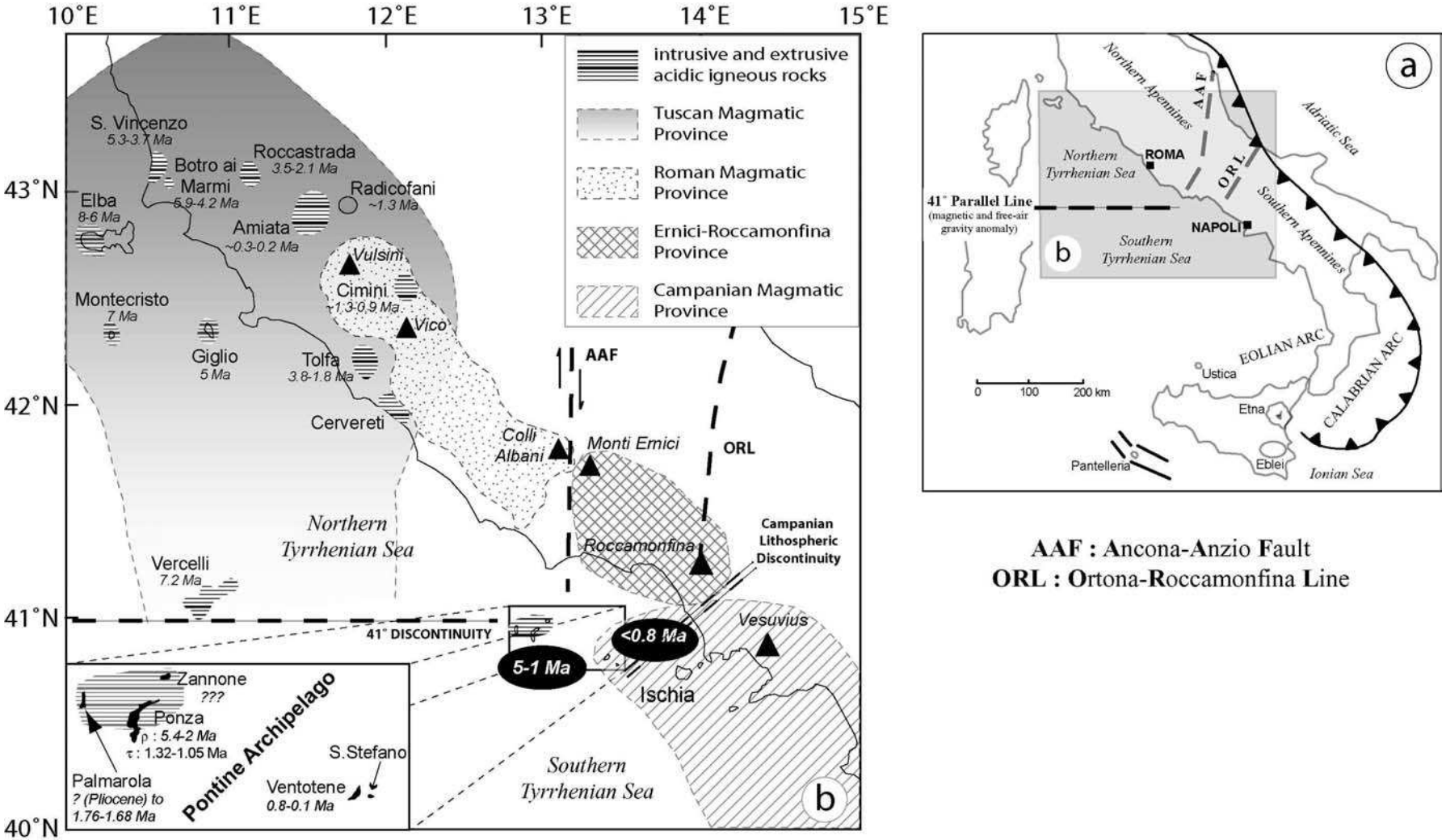
Le magmatisme Néogène italien est caractérisé par une grande variété pétrologique et géochimique, couvrant presque entièrement le spectre des roches magmatiques connues dans le monde entier. Sur la base des données pétrologiques et géochimiques disponibles, différentes « Provinces Magmatiques » ont été distinguées (Chapitre I-A.; Peccerillo, 2003 et références incluses). Toutes les compositions, depuis les termes basiques jusqu'aux termes acides, y sont représentées (cf. Chapitre I-B.). Le volcanisme récent, Quaternaire, comprenant essentiellement des laves de composition basiques et intermédiaires couvre une grande partie de la péninsule Italienne : la Province Romaine, Campanienne, la région des Calabres, les îles Eoliennes et la Sicile. La plupart des modèles géodynamiques proposés pour expliquer le magmatisme italien s'appuient sur l'étude de ces produits peu évolués et récents. Alors pourquoi étudier le magmatisme « acide » en particulier ? Car, même si moins volumineux et étendu, le magmatisme acide couvre une période de temps bien plus étendue que le magmatisme basique : elles représentent en fait les premières manifestations magmatiques sur la péninsule Italienne, en termes d'âge. Il est évident que leur étude est importante, afin d'obtenir des modèles d'évolution géodynamique de la région plus crédibles. L'évolution du magmatisme continentale italien, acide au Miocène à basique au Quaternaire est sans doute le

reflet de l'évolution des multiples processus de subduction et extension qui affectent cette région.

Ces roches acides sont concentrées dans la partie centrale de la péninsule italienne, en particulier en Toscane (la Province Magmatique Toscane ou PMT ; Fig.1). Elles se sont mises en place durant le Miocène-Pliocène (à exception des Monti Cimini (0.8 Ma) et Monte Amiata (0.3 Ma)), entre 8.4 Ma (monzogranites de Portoferraio de l'île d'Elbe; Dini et al., 2002) et 2.3-1.8 Ma (Complexe volcanique de Tolfa; Clausen and Holm, 1990). Ces manifestations acides se présentent sous forme de plutons (ex., Monte Capanne sur l'île d'Elbe, les îles de Montecristo et Giglio et le mont sous-marin de Vercelli ; Barbieri et al., 1986 ; Poli, 1992 ; Innocenti et al., 1997 ; Fig.1), et d'affleurements discontinus de coulées de laves et/ou de dômes (ex., rhyolites de San Vincenzo et Roccastrada ; Fig.1). Elles peuvent aussi former un édifice volcanique à part entière (ex., les trachydacites de Monte Amiata; Fig.1).

On trouve d'autres produits acides (sans termes basiques associés) ayant la même gamme d'âges que les roches de la PMT, plus au Sud, dans la région Campanienne (Fig. 1). Sur l'île de Ponza (archipel des Pontine, Golf de Gaeta; Fig. 1b), des rhyolites d'âge Pliocène coexistent avec des trachytes Pléistocène (Barberi et al., 1967; Savelli, 1984 ; Savelli, 1987 ; Bellucci et al., 1997 ; Bellucci et al., 1999). L'île voisine de Palmarola est entièrement constituée de produits rhyolitiques qui se seraient mis en place au cours de deux phases d'activité volcanique, la première Pliocène et la seconde Pleistocène inférieur (Barberi et al., 1967 ; Bigazzi et al., 1971 ; Arias et al., 1980 ; Savelli, 1987 ; Vezzoli, 1999).

Les îles de Ponza et Palmarola représentent non seulement les seules manifestations acides du domaine Sud Tyrrhénien mais aussi les plus anciennes (Fig. 1b). En effet, les autres affleurements de la région campanienne (roches basiques à intermédiaires essentiellement) n'excèdent pas 800 000 ans (Fig.1; Ischia: 0.13 Ma-1302 AD; Ventotene: 0.8-0.1 Ma; Procida: 0.05-0.01 Ma; Phlegrean Fields: 0.05 Ma-1538 AD; Somma-Vesuvius: 0.03 Ma-1944 AD; Poli et al., 1987 ; Metrich et al., 1988 ; Vezzoli, 1988 ; Rosi et al., 1988 ; Lirer et al., 1991 ; Brocchini et al., 1997). Les données pétro-géochimiques et isotopiques sur ces îles sont peu nombreuses, surtout pour l'île de Palmarola.



AAF : Ancona-Anzio Fault
ORL : Ortona-Roccamonfina Line

Figure 1 : (a) *Carte de l'Italie situant la zone d'étude (Italie centrale) et montrant les structures tectoniques les plus importantes (front de subduction et failles lithosphériques majeures).* ***(b)*** *Carte de l'Italie centrale situant les affleurements de roches magmatiques acides dans le cadre des différentes « Provinces Magmatiques » définies par Peccerillo (2001).*

La formation de tous ces magmas acides a été reliée aux processus d'extension qui ont affectés la région en arrière de la plaque Adriatique en subduction sous la plaque Européenne se retirant vers l'Est par un phénomène de « slab roll-back ». Après la phase compressive du Miocène inférieur, le régime d'extension a migré de l'Ouest vers l'Est, entraînant le retrait du régime compressif et l'ouverture du bassin Tyrrhénien (ex., Malinverno et Ryan, 1986). Dans ce cadre, les magmas de la Province Toscane furent générés dans le manteau et interagirent avec des magmas acides issus de la fusion de la croûte. L'activité magmatique aurait migré du NO vers le SE dans un contexte d'arrière-arc extensif à mesure que la plaque Adriatique, plongeant vers l'Ouest, se retire vers le SE (Civetta et al., 1978; Scandone, 1979 ; Keller et al., 1994 ; Amato et al., 1998). Cependant, certains auteurs (ex., Argnani et Savelli, 1999) proposent que les laves acides Pliocène de Ponza appartiendraient à un arc d'âge Pliocène (5-2 Ma) qui s'étendrait de Ponza jusqu'au seamount d'Anchise au Nord de la Sicile. Cet arc magmatique serait le témoin de la position du slab à cette époque et marquerait le retrait progressif, par arcs successifs, du slab vers le Sud-Est (voir Chapitre I-A.). Ce dernier modèle est loin de faire l'unanimité, mais aucun consensus n'a été trouvé à ce jour sur la signification géodynamique de Ponza. La véridicité du modèle de migration du magmatisme se base sur un strict contrôle chronologique des différents évènements magmatiques. Or, comme l'ont souligné Ferrara et Tonarini (1985) dans une étude où ils discutent de tous les âges publiés sur les roches toscanes, il faut être très prudents dans l'interprétation des âges obtenus sur ces roches. En effet, hormis la difficulté de dater précisément des roches « jeunes », plusieurs complications viennent s'ajouter à la datation des roches acides liées en partie au fait qu'elles sont issues partiellement ou totalement d'anatexie crustale. Ces roches sont caractérisées souvent par des excès d'argon radiogénique ($^{40}Ar^*$) qui rendent difficile la datation K-Ar ; les processus magmatiques ayant générés ces roches (fusion partielle, mélanges magmatiques) ont pu créer des hétérogénéités des compositions isotopiques en Sr, rendant difficile l'application de la methode Rb/Sr. Enfin, ces roches sont bien souvent altérées et la pâte donnant l'âge de l'éruption est la première touchée. Un soin tout particulier doit être apporté à l'observation et au tri des phases les plus saines.

Outre les problèmes liés à la chronologie des évènements magmatiques, l'origine et les processus ayant générés les magmas acides de certains de ces centres volcaniques sont encore mal expliqués. Ceci est d'une part inhérent au caractère très évolué de ces magmas et d'autre part lié à la difficulté d'échantillonnage: certaines manifestations volcaniques de la PMT,

comme San Vincenzo ou Roccastrada, ont été complètement altérées et réduites à quelques affleurements dispersés et bien souvent arénisés.

L'objectif de la thèse est d'améliorer l'état des connaissances sur l'évolution géochimique de ces magmas, et en particulier ceux de l'archipel des Pontines, où les données sont rares (Palmarola) ou l'origine des magmas est contestée (Ponza ; Conti & Dolfi, 2002) ; les manifestations de San Vincenzo et Roccastrada ; le volcanisme acide de Monte Amiata, où les données chronologique sont controversées et certaines manifestations volcaniques mal contraintes. Nous avons ainsi souhaité étudier l'évolution spatio-temporelle des manifestations acides de la marge Tyrrhénienne dans l'esprit de l'étude qui avait été faite par Civetta et al. (1978) où la distribution spatiale et temporelle de ces manifestations était utilisée pour expliquer l'évolution géodynamique de la région.

Nous avons donc entrepris de re-dater précisément certains de ces édifices (Ponza, Palmarola, San Vincenzo, Roccastrada, Amiata) afin de confirmer ou d'infirmer la véracité de ce modèle de migration du volcanisme et l'interprétation géodynamique qui en découle. La méthode de datation K-Ar est la plus appropriée pour ces roches qui sont riches en potassium,. De plus, la technique Cassignol-Gillot (Gillot et Cornette, 1986) permet de déterminer de très faibles quantités de radiogéniques avec une très bonne précision et est donc adaptée pour la détermination d'âges jeunes. J'ai donc effectué des datations K-Ar sur phases séparées (feldspaths et/ou verre).

Couplé à l'aspect géochronologie, l'originalité de l'étude était de tracer l'évolution géochimique des magmas dans le temps à l'échelle régionale de l'Italie Centrale. L'intérêt était d'effectuer systématiquement, sur un même échantillon, les datations et l'analyse des majeurs et traces (réalisée au CRPG-SARM de Nancy respectivement par ICP-AES et ICP-MS) afin de pouvoir tracer directement cette évolution.

Face à des roches aussi différenciées, les majeurs et traces sont assez impuissants pour donner des informations sur la pétrogénèse et les sources potentielles de ces laves. Afin de mieux contraindre les sources magmatiques des différents centres étudiés, j'ai décidé de compléter mon étude par la mesure des rapports isotopiques du Sr, du Nd et du Pb pour différencier les réservoirs impliqués dans la genèse de ces magmas. Dans le cas de Ponza et Palmarola pour lesquelles il existait peu de données pétro-géochimiques, j'ai également analysé la composition des minéraux principaux (Centre CAMPARIS, Paris 6) et déterminé au MEB la composition des inclusions vitreuses dans les feldspaths des rhyolites de Ponza pour obtenir des renseignement sur la composition du liquide parent des laves étudiées. Pour

cela, au cours de ma thèse, j'ai développé des collaborations avec l'IUEM-UBO à Brest, l'ENS à Lyon, et le LSCE à Gif-sur-Yvette, qui m'ont permis de mesurer, respectivement, les compositions isotopiques en Sr-Nd et Pb et la composition des inclusions vitreuses.

Ce manuscrit s'organise en quatre chapitres :

Après une introduction détaillée (Chapitre I) sur l'évolution géodynamique complexe de la région Méditerranéenne qui permettra de comprendre la grande variété pétrologique et géochimique du magmatisme italien, j'aborde trois études de cas.

Le Chapitre II, présenté ici sous forme de 2 articles (le premier publié dans LITHOS, le deuxième à soumettre à J. of Petrology) concerne le volcanisme des îles Pontine Occidentales (Iles de Ponza et Palmarola). Ici, on date pour la première fois le début de l'activité de Palmarola. Auparavant, un âge Pliocène avait été proposé sur des critères stratigraphiques. En réalité, les datations effectuées dans cette thèse ont permis de replacer l'activité volcanique de Palmarola dans un contexte Quaternaire (Cadoux et al., 2005a). Pour Ponza, l'activité est mieux contrainte et un nouvel épisode a été découvert. Un changement magmatique rapide est mis en évidence entre les deux îles. Enfin, un modèle est proposé pour expliquer le genèse des magmas et l'absence de produits basiques à l'affleurement.

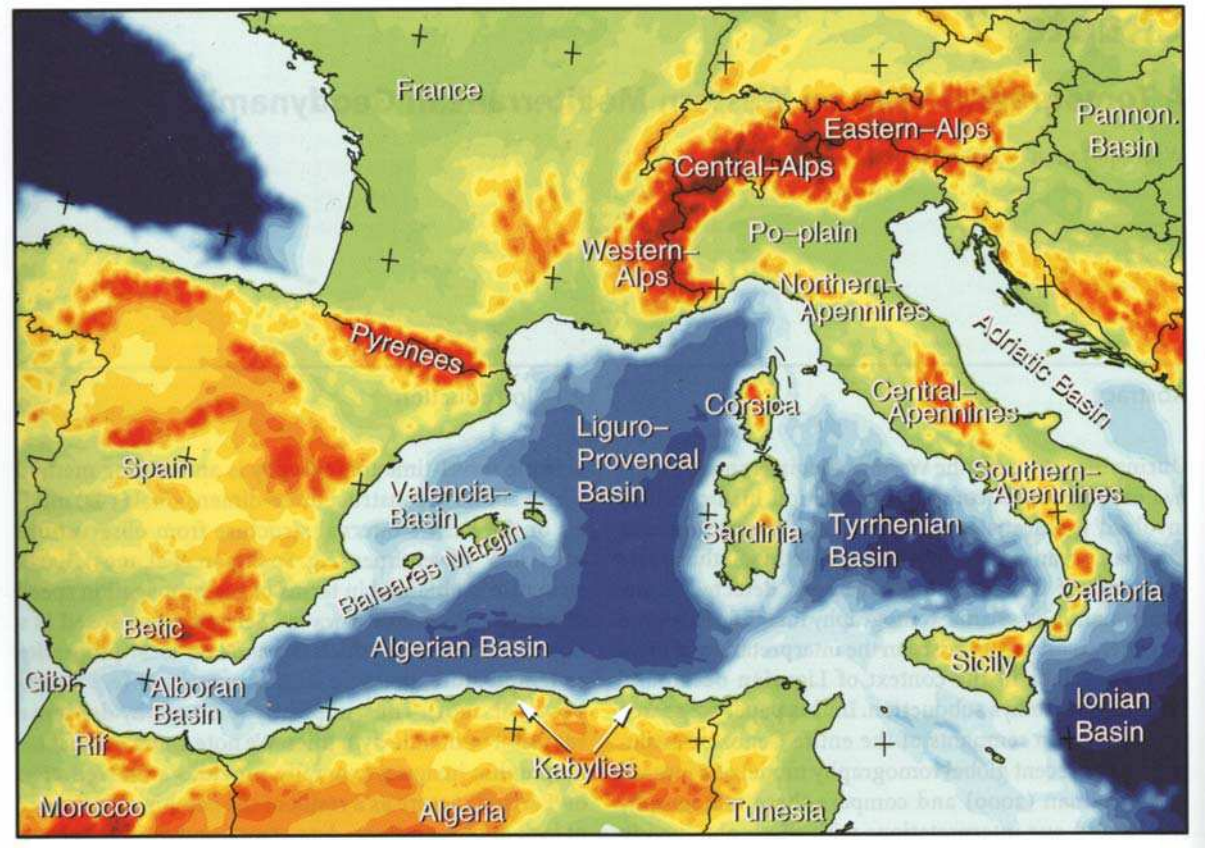
Dans le Chapitre III nous présentons les résultats sur les sites étudiés dans la Province Toscane, l'accent est mis sur la géochronologie. L'étude géochronologique permet de mieux contraindre ces manifestations dans le temps, des âges précis et reproductibles ont été obtenus. Des problèmes géochronologiques persistent encore seulement pour Amiata, ceux-ci seront discutés dans ce chapitre. La géochimie des laves d'Amiata est discutée avec notamment, les premières données isotopiques de Pb sur ses enclaves basiques. Les données chimiques (majeurs, traces et isotopes Sr-Nd-Pb) des autres édifices sont utilisées à titre de comparaison avec Amiata. Grâce aux nouvelles données isotopiques, on démontre que le volcan entier de Monte Amiata est un hybride entre la PMT et la PMR.

Le dernier chapitre (Chapitre IV) reprend l'ensemble des données géochronologiques et géochimiques des manifestations acides étudiées et discute des sources impliquées dans ce magmatisme et leur évolution dans l'espace et le temps. L'analyse en composantes principales des données isotopiques du Pb permet de mettre en évidence deux domaines sources distincts, Nord et Sud, séparés par la discontinuité lithosphérique du parallèle 41°N.

CHAPITRE I

CONTEXTE GEODYNAMIQUE
ET
MAGMATISME ITALIEN

A- La Mer Tyrrhénienne dans le cadre géodynamique de la Méditerranée Occidentale



La Méditerranée Occidentale et les régions environnantes (Spakman et Wortel, 2004).

1- Contexte tectonique

Une caractéristique de la Méditerranée Occidentale est la forte courbure d'un bon nombre de segments de la ceinture orogénique, comme les Carpathes, les Hellenides, les Apennins et le système Betique-Rif-Tell (Fig. I-A.1). Sur le côté concave de ces chaînes de montagnes arquées, des zones de subsidence récentes (Miocènes à Actuelles) sont présentes, comme les bassins Pannonien, Egéen, Tyrrhénien et d'Alboran. On trouve donc des bassins au beau milieu d'orogènes, c'est-à-dire, pour souligner le paradoxe, des zones en extension dans un contexte général en compression.

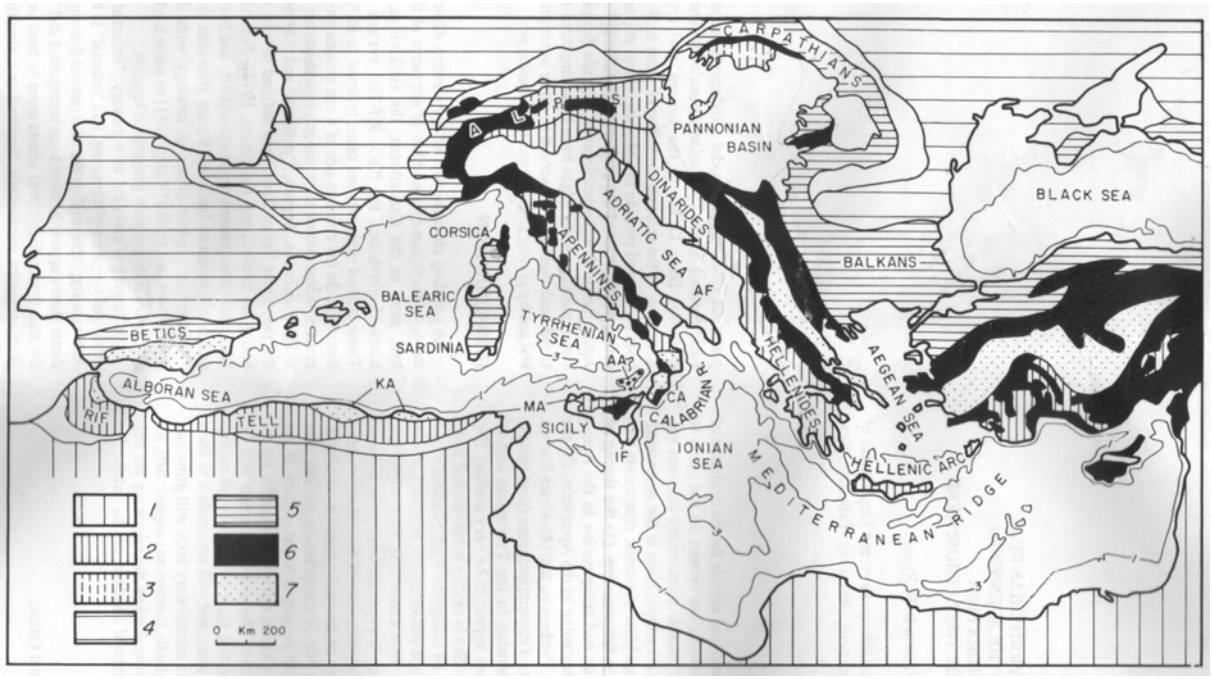


Figure I-A.1 *: Carte structurale de la zone Méditerranéenne (simplifiée d'après Channel et al., 1979 ; et Horvath et al., 1981 ; dans Malinverno et Ryan, 1986). 1 = Avant-pays Africain ; 2 = marge continentale Africaine déformée ; 3 = nappes Austro-Alpines ; 4 = Avant-pays Européen ; 5 = marge continentale Européenne déformée ; 6 = témoins océaniques (ophiolites, sédiments océaniques, etc…) ; 7 = « massifs internes » (complexes pré-Alpins et Alpins métamorphisés) ; KA = Kabylie nappes; MA = Maghrebides ; AA = Aeolian volcanic Arc ; IF = Iblean Foreland ; CA = Calabria ; AF = Apulian Foreland. Contours bathymétriques en kilomètres.*

La Méditerranée est un puzzle compliqué. Le principal facteur contrôlant la tectonique Méditerranéenne a communément été considéré comme étant le mouvement relatif de convergence entre l'Afrique et l'Europe résultant de différents taux d'accrétion le long de la dorsale Atlantique. En dépit des failles transformantes orientées Est-Ouest segmentant de manière régulière la croûte océanique Atlantique, la convergence Nord-Sud entre l'Afrique et

l'Europe a été considérée comme le moteur des orogènes méditerranéens depuis le Crétacé Supérieur (~ 95 Ma).

Depuis le travail d'Argand (1916), l'orogène alpin était attribué à la collision entre le promontoire Adriatique et l'Europe. Cet héritage historique a fortement influencé bon nombre de reconstructions tectoniques de la région Méditerranéenne. Les structures tectoniques différemment orientées telles que la Mer Tyrrhénienne ou les Appenins furent interprétées dans le contexte d'une convergence générale Nord-Sud (p. ex., Boccaletti et al., 1982 ; et beaucoup d'autres), proposant que la poussée Nord-Sud était responsable de l'extrusion (ou du fluage) vers l'Est des Appenins (p. ex., Tapponnier, 1977).

Même pour les 30 derniers millions d'années, les modèles géodynamiques de la Méditerranée Occidentale sont toujours très conversés car il est très difficile d'estimer la quantité de déplacement des blocs continentaux en son sein. La raison est que les données généralement utilisées pour contraindre un modèle cinématique de plaques sont dérivées des anomalies magnétiques, des zones de fracture et de la morphologie des marges conjuguées. Or, la géométrie des anomalies magnétiques en Méditerranée Occidentale ne permet pas l'identification aisée des anomalies et tous les bassins se sont développés à l'intérieur ou au bord d'orogènes actifs, si bien que les marges conjuguées sont déformées, sauf celles du bassin Liguro-Provençal.

De nombreux modèles ont été proposés depuis les années 60, et ont fait progresser les idées sur l'évolution de cette zone complexe. Les premiers modèles expliquaient l'existence de bassins au milieu d'orogènes uniquement par des mouvements verticaux de soulèvement puis effondrement (p. ex. ; Aubouin, 1965 ; Van Bemmelen, 1969 ; Morelli, 1970 ; Wezel, 1978) faisant de ces bassins des structures post-orogéniques. Puis, les mouvements horizontaux et les interactions entre plaques furent considérés. Le bassin Tyrrhénien, par exemple, fut comparé aux bassins marginaux du Pacifique Ouest où de la croûte océanique est créée par des processus d'accrétion liés à la subduction d'une lithosphère océanique (Boccaletti et al., 1971 ; Bousquet, 1973 ; Barberi et al., 1973 ; Ryan et al., 1973 ; Boccaletti et Guazzone, 1974 ; Hsü, 1977). Ainsi, l'histoire tectonique du système alpin fut reliée au mouvement relatif entre Afrique et Europe durant les 180 derniers Ma, d'après les anomalies magnétiques de l'Océan Atlantique, et fut interprétée comme le résultat de l'interaction d'une mosaïque de microplaques écrasées entre les deux masses continentales principales (Dewey et al., 1973). Plus tard, il est apparu que certains aspects de la tectonique continentale, et particulièrement la formation de ceintures orogéniques fortement arquées, étaient difficiles à expliquer seulement par le jeu de plaques rigides. Il fût donc suggéré que les plaques

continentales n'étaient pas entièrement rigides, mais qu'elles se déformaient de manière plastique, au moins sur leurs bords (Molnar et Taponnier, 1975). La tectonique du système alpin occidental fût ainsi interprétée comme le résultat du poinçonnement d'un promontoire africain, le bloc adriatique, dans la masse continentale européenne (Fig. I-A.2; Taponnier, 1977).

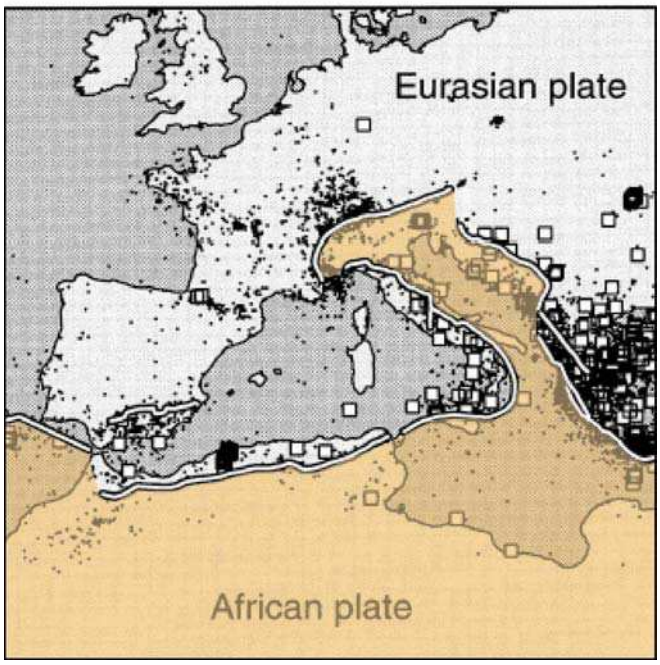


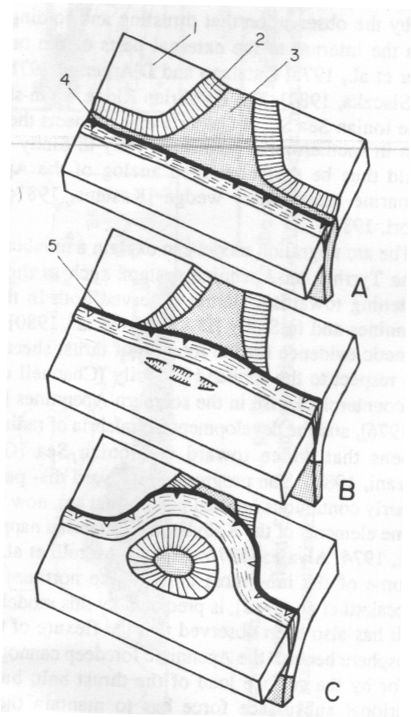
Figure I-A.2*: Extrait de la carte de sismicité dans la région Méditerranéenne (modifiée d'après Plag et al., 1998). Les lignes marquent les structures principales des limites de plaques entre les plaques eurasienne et africaine. Les points représentent la sismicité d'après le catalogue ISC avec des magnitudes >1, et les carrés les magnitudes supérieures à 5. Cette carte met en évidence le promontoire adriatique (africain).*

Pour certains, la comparaison du bassin Tyrrhénien avec les bassins marginaux du Pacifique Ouest évoquée auparavant parût incompatible avec certains faits, comme (1) l'absence de magmatisme calco-alcalin contemporain de l'extension (le volcanisme de l'arc éolien était de loin trop jeune, environ 1 Ma ; d'après Barberi et al., 1974), et (2) la discontinuité du plan de Benioff sous l'arc Calabrien (qui affiche un « gap » de séismes entre 100 et 200 km de profondeur, et 350 et 450 km, d'après Papazachos (1973)). D'après ces observations, il a donc été proposé un modèle de « rifting ». D'après ce modèle, le bassin Tyrrhénien se formerait par rifting par rotation anti-horaire de la péninsule italienne. D'après Scandone (1979) et Mantovani (1982), cette rotation n'était pas liée à la subduction, cette dernière étant réactivée plus tard. Enfin, d'autres chercheurs firent intervenir la gravité pour expliquer la présence de ces bassins. Ils suggérèrent que la formation des bassins méditerranéens était quelque chose d'unique, et Horvath et al. (1981) firent remarquer que

l'extension succédait aux premiers événements orogéniques dans l'arc alentour, c'est à dire ce qu'ils considèrent comme le début de la collision continent-continent. Selon ces auteurs, à ce moment-là, la zone interne devrait être anormalement élevée à cause de la montée des isothermes liée à la subduction, et à cause de l'épaississement crustal lié à la collision. De par son potentiel gravitaire plus fort, l' « arc » surélevé s'étalerait ensuite vers la croûte plus mince de l'avant-pays, provoquant l'extension dans la zone interne (Berckhemer, 1977).

Dans chacun des modèles présentés ci-dessus, toutes les structures observées en Méditerranée occidentale n'étaient pas satisfaites, ou certains éléments des modèles n'étaient pas compatibles avec les observations (tant du point de vue morphologique, structural et temporel).

Malinverno et Ryan (1986) ont été les premiers à proposer un modèle complet, focalisé sur le système Tyrrhénien-Apennin. Leur modèle de migration d'arc (Fig. I-A.3) est basé sur quatre postulats:



1) La formation du bassin tyrrhénien est contemporaine des événements orogéniques qui ont lieu dans la chaîne apenninique adjacente.
2) Une quantité significative de raccourcissement crustal peut-être déduite de l'enregistrement stratigraphique et structural dans les Apennins.
3) Les caractéristiques et la magnitude de l'amincissement crustal dans le bassin Tyrrhénien sont en accord avec une extension E-W maximum d'environ 350 km.
4) Dans la zone tyrrhénienne, le mouvement relatif des plaques Africaine et Européenne, tel qu'il a été calculé d'après les taux et la direction d'expansion océanique dans l'océan Atlantique, correspond à une convergence approximativement Nord-Sud durant la formation du bassin Tyrrhénien.

Figure I-A.3 *: Modèle simple de développement d'un bassin dû à la migration d'un arc (Malinverno et Ryan, 1986). 1 = continent; 2 = marge continentale; 3 = domaine océanique; 4 = front de subduction. L'extension se fait dans la plaque chevauchante lorsque*

Plus récemment, Gueguen et al. (1998) ont proposé 4 phases pour l'évolution tectonique globale, Néogène à Actuelle, de la Méditerranée occidentale. Leur étude intègre les résultats précédents publiés sur le sujet (Gueguen et al., 1997 ; Doglioni et al., 1997a, b), et représente une hypothèse alternative au concept généralement accepté selon lequel la géodynamique de la Méditerranée occidentale fut principalement façonnée par la convergence Nord-Sud Afrique-Europe. Ce processus serait secondaire comparé à l'influence dominante d'un système d'arc migrant d'Est en Ouest (système Rif-Tell-Bétiques) et d'Ouest en Est (Apennins). La partie qui suit expose leur modèle.

2- Géodynamique de la Méditerranée Occidentale

a) Histoire géodynamique pré-Cénozoïque

La configuration géologique actuelle de la région méditerranéenne est le résultat de l'ouverture et de la résorption de deux bassins océaniques majeurs (le Paléo-Téthys essentiellement Paléozoïque, et le Néo-Téthys, Paléozoïque Supérieur-Mésozoïque) et de plusieurs petits bassins océaniques tel que la Téthys Alpine, dans un contexte général de convergence entre les plaques eurasienne et africano-arabique (Cavazza et al., 2004).

Au cours du Paléozoique, le Gondwana (incluant le craton Africain) et la Laurasia (incluant le craton Européen) sont séparés par un océan majeur (plus de 3000 km de large), le Paléo-Téthys (Annexe A, Fig. 1). Durant l'orogenèse Hercynienne, à la fin du Paléozoïque, la résorption de cet océan généra un important magmatisme dont on trouve des témoins en plusieurs endroits autour de la mer Tyrrhénienne comme en Corse, Sardaigne, en Calabre et dans les Alpes (ex., Lustrino, 2000b). Débute alors, au Paléozoique Supérieur – Mésozoique Inférieur, une phase de rifting donnant naissance à l'Océan Néo-Téthys (Annexe A, Fig. 2). L'ouverture du Néo-Téthys se propagea entre les cratons Africain et Européen ouvrant ainsi la Téthys Alpine (Annexe A, Figs. 3 et 4). L'ouverture de l'Océan Atlantique Sud au Crétacé Supérieur provoqua ensuite de nouvelles contraintes compressives dans le Nord du Gondwana, et la subduction de la croûte océanique nouvellement formée (Annexe A, Figs. 5 et 6).

Ce nouveau stade marque le début de l'orogenèse alpine. Le bassin Liguro-Piémontais, faisant partie de la Téthys Alpine, fut subducté (Annexe A, Fig. 7) et on en trouve à présent des restes dans les séquences ophiolitiques obductées des Alpes occidentales et des Apennins. Ainsi, l'orogenèse alpine, encore active, est liée à la convergence des cratons Européen et Africain et accompagnée de la destruction de l'océan Mésozoïque Téthys (e.g., Dercourt et al, 1986). Ce processus est responsable des traits structuraux les plus importants d'une très grande zone entre l'Afrique et l'Eurasie, comprenant les chaînes alpines et apenniniques. Bien qu'il y ait débat sur la modalité de la résorption de l'océan Liguro-Piémontais durant l'orogenèse alpine (Lustrino 2000b), la plupart des auteurs s'accordent à dire que la collision Afrique-Europe est un processus complexe. La subduction de la croûte océanique du bassin Liguro-Piémontais se poursuivit jusqu'à l'Oligocène (~35 Ma ; Annexe A, Fig. 8). De la croûte continentale fut également subductée durant les dernières phases de collision continentale comme en témoignent les faciès de très haute pression à coésite (120-150 km) du massif de Dora Maira par exemple (ex., Chopin, 1984). De telles observations suggèrent une forte contamination du manteau par la croûte continentale supérieure au cours de ces phases récentes.

Les grands traits structuraux actuels de la Méditerranée Occidentale sont cependant essentiellement liés à son histoire « récente » (c.a.d. les 30 derniers Ma) qui fait l'objet du paragraphe suivant.

b) Evolution géodynamique Cénozoïque

L'ouverture de la Méditerranée Occidentale a débuté vers 35 Ma, avec la genèse de bassins irréguliers qui migrent en âge de l'Ouest vers l'Est. Les bassins se sont développés à l'Oligocène Supérieur - Miocène Inférieur pour les secteurs les plus à l'Ouest (Alboran, Valencia, et les bassins Provençaux ; Maldonado et al., 1992 ; Roca et Desegaulx, 1992 ; Comas et al., 1993 ; Gueguen et al., 1993 ; Watts et al., 1993 ; Roca, 1994 ; Gueguen, 1995 ; Fernetez et al., 1995 ; Docherty et Beta, 1995) devenant progressivement plus jeunes vers l'Est: Miocène Moyen-Supérieur pour les bassins orientaux des Baléares et d'Algérie (Roca et Desegaulx, 1992 ; Sabàt et al., 1997), jusqu'à Miocène Supérieur et Plio-Pléistocène dans le bassin Tyrrhénien (Kastens et al., 1988). Ces bassins s'ouvrent dans la région arrière-arc d'une zone de

subduction Apeninnes-Maghrebines se retirant respectivement, vers l'E et vers le S-SO. L'arc a migré de 800 km vers l'Est depuis l'Oligocène Supérieur (~35 Ma) jusqu'à aujourd'hui.

L'extension en Méditerranée Occidentale et la croissance de l'arc Apenninique se développent pourtant dans un contexte général de convergence lente entre l'Afrique et l'Europe, principalement après un épisode de collision finale dans les Pyrénées à 20 Ma (Mattauer et Séguret, 1971; Viallard, 1978, 1979). La direction du mouvement relatif entre Afrique et Europe est toujours en débat. La plupart des reconstructions montrent une rotation des directions de mouvements relatifs du NE vers le NW durant les derniers 23 Ma (Dewey et al., 1989 ; Helman et Mazzoli, 1994 ; Campan, 1995 ; Albarello et al., 1995). Le raccourcissement total entre les deux plaques a été estimé à 400-500 km en Méditerranée Centrale durant les derniers 80 Ma (Dewey et al., 1989).

Il s'avère que la quantité de mouvement relatif N-S Afrique-Europe était 5 à 8 fois plus lente que la migration vers l'Est de l'arc Apennin, c'est à dire 4-7 mm/an de convergence N-S contre 30-40 mm/an de migration Est de l'arc Apennin (Gueguen et al, 1997).

Les données géodésiques confirment ce contexte général de convergence et montrent que la direction actuelle du mouvement de la plaque Africaine par rapport à l'Europe est NO-SE (ex., Argus et al., 1989).

L'ouverture de la Méditerranée Occidentale à ~35 Ma est directement liée à l'initiation de la subduction Apeninnes-Maghrebides (Robertson et Grasso, 1995). A cette époque, la subduction Alpine a atteint le stade de collision continentale (Doglioni et al., 1998). Dès lors, la subduction se retira vers l'Est et le Sud respectivement (phénomène de « slab roll-back »), jusqu'à sa position actuelle sous les Apennins et les Maghrebides. Au front de cette subduction, l'extension arrière-arc ouvrit des dépressions irrégulières telles que les bassins Provençal, Algérien, Tyrrhénien (Réhault et al., 1984; Malinverno et Ryan, 1986; Royden et al., 1987; Doglioni, 1991*)*. Des blocs lithosphériques furent isolés entre ces bassins, tels que le bloc corso-sarde et le promontoire des Baléares (Gueguen et al., 1997). Du magmatisme accompagna cette évolution avec des épisodes calco-alcalins localisés particulièrement sur les marges Ouest des blocs et l'accrétion de magmas alcalins dans les bassins (Hernetez et al., 1987 ; Kastens et al., 1988 ; Marti et al., 1992).

De 25 Ma à 10 Ma

A l'Oligocène supérieur, l'ouverture du bassin Liguro-Provençal était déjà initiée. La Fig. I-A.4 montre la paléogéographie au début du Miocène après l'extension Oligocène des marges liguro-provençales, mais avant l'océanisation du bassin (Gueguen, 1995). Entre 25 et 10 Ma, le bloc corso-sarde a effectué une rotation de 60° dans le sens anti-horaire autour d'un pôle situé environ à 42.7°N et 9.6°E (Gueguen, 1995). La Fig. I-A.7 illustre la reconstruction paléotectonique à cette période. Avec le début de l'ouverture de la Mer Tyrrhénienne, le bloc calabro-péloritain (*Cal* et *Pel* sur la Fig. 7) se détache de la Sardaigne.

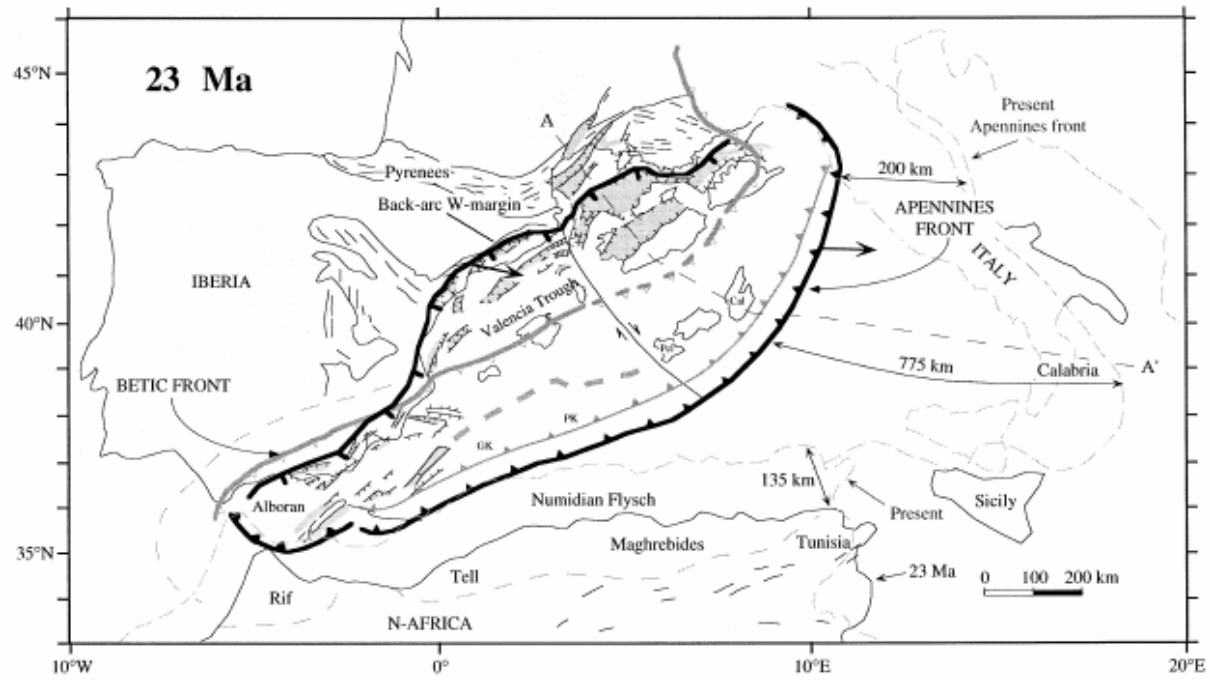


Figure I-A.4*: Reconstruction paléotectonique de la Méditerranée Occidentale au Miocène Inférieur (Gueguen et al., 1998) montrant le système extensif Provençal-Valencia-Alboran considéré comme le bassin arrière-arc de la subduction Apeninnes-Maghrébides à pendage Nord-Ouest (en noir). Notez la vergence Est du front apenninique et de l'extension arrière-arc associée. En gris figure le front de l'orogène Alpin-Bétique qui est traversé par la zone d'extension arrière-arc. Cette extension fragmente l'orogène Alpin-Bétique en bassins segmentés. Notez la distance entre l'arc au Miocène Inférieur reconstruit et sa position actuelle (775 km) par rapport au mouvement N-NO, contemporain mais plus faible, de l'Afrique relativement à l'Europe (135 km).*

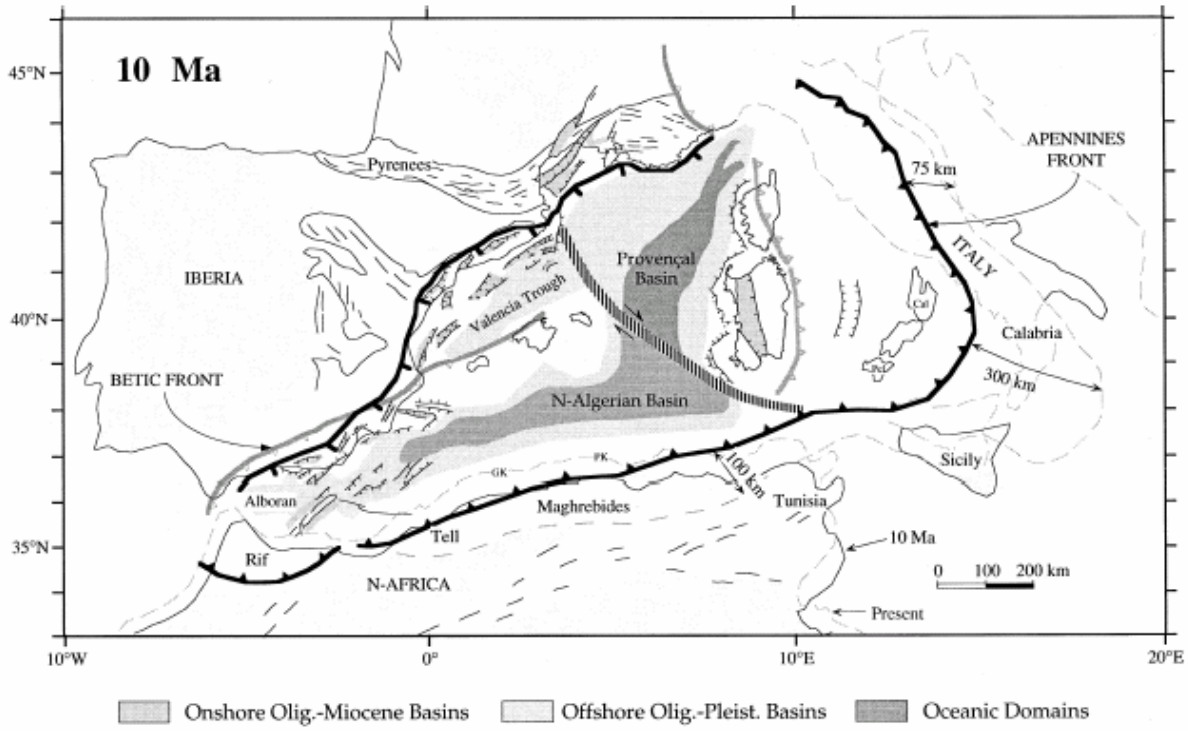


Figure I-A.5*: La plupart des bassins de la Méditerranée Occidentale se sont déjà ouverts durant le Tortonien. Le roll-back de la subduction et les bassins arrière-arc associés continuent à migrer vers l'Est et le Sud (Gueguen et al., 1998).*

De 10 Ma à 5 Ma

A 10 Ma, le bassin Liguro-Provençal, le bassin de Valence et le bassin Nord Algérien étaient presque entièrement ouverts (Fig. I-A.5). Au Tortonien, le « slab roll-back » cesse dans l'Ouest de la Méditerranée Occidentale où la convergence Afrique-Europe est alors absorbée dans les chaînes Nord-Africaines. Dans le bras Nord de l'arc (c.a.d. la zone Apenninique et Tyrrhénienne), le front de subduction migre vers l'Est entraînant un régime compressif dans les Apennins et extensif à l'Ouest du front. Le bassin de Vavilov (Fig. I-A.6) atteignit progressivement le stade d'océanisation durant le Miocène Supérieur - Pliocène Inférieur, tandis que le bassin de Marsili commençait à s'ouvrir, et que la Calabre était aussi affectée par une tectonique extensive. Ce saut dans les processus d'extension fût marqué par un changement de direction de l'ouverture d'une direction N120° à une direction N140°. Celle-ci se poursuit au Sud avec la subduction de la croûte océanique ionienne.

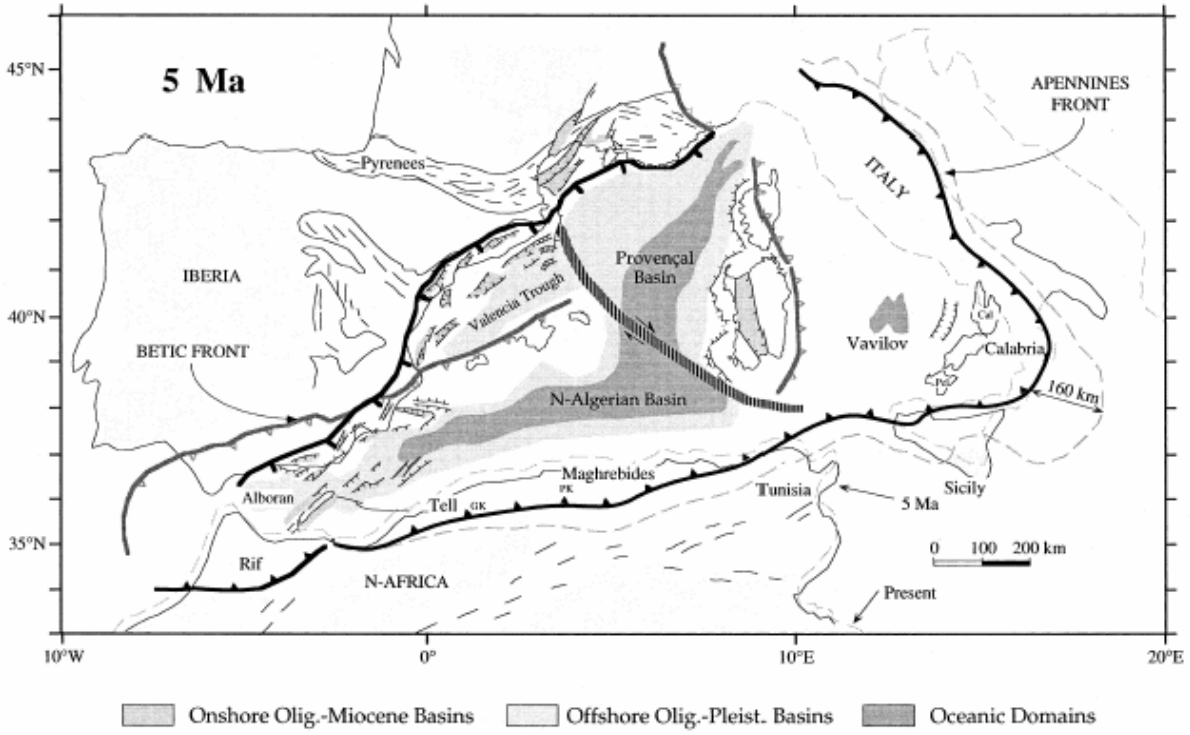


Figure I-A.6*: Reconstruction paléotectonique du Pliocène Inférieur (Gueguen et al., 1998). De la croûte océanique commence à se former dans le bassin de Vavilov de la Mer Tyrrhénienne. Le système associé à la subduction Apenninique migre vers l'Est à une vitesse de 50 mm/an.*

De 5 Ma à l'Actuel

Dans le domaine Tyrrhénien, le bassin de Vavilov était presque entièrement ouvert et une nouvelle croûte océanique commença à se former dans le bassin de Marsili durant le Pliocène supérieur (Fig. I-A.7). Dans les Apennins Nord, l'interférence de la zone de subduction avec la croûte continentale plus épaisse de la plateforme apulienne stoppa la migration de la subduction, alors que dans les Apennins Centre et Sud la subduction d'une fine lithosphère océanique adriatique et ionienne permit la poursuite du « roll-back » du slab. De par ces différents taux de roll-back, la vitesse de retrait fût divisée en deux « sub-arcs » séparés par la « Tremiti line » (Fig. I-A.7 ; Doglioni et al., 1994).

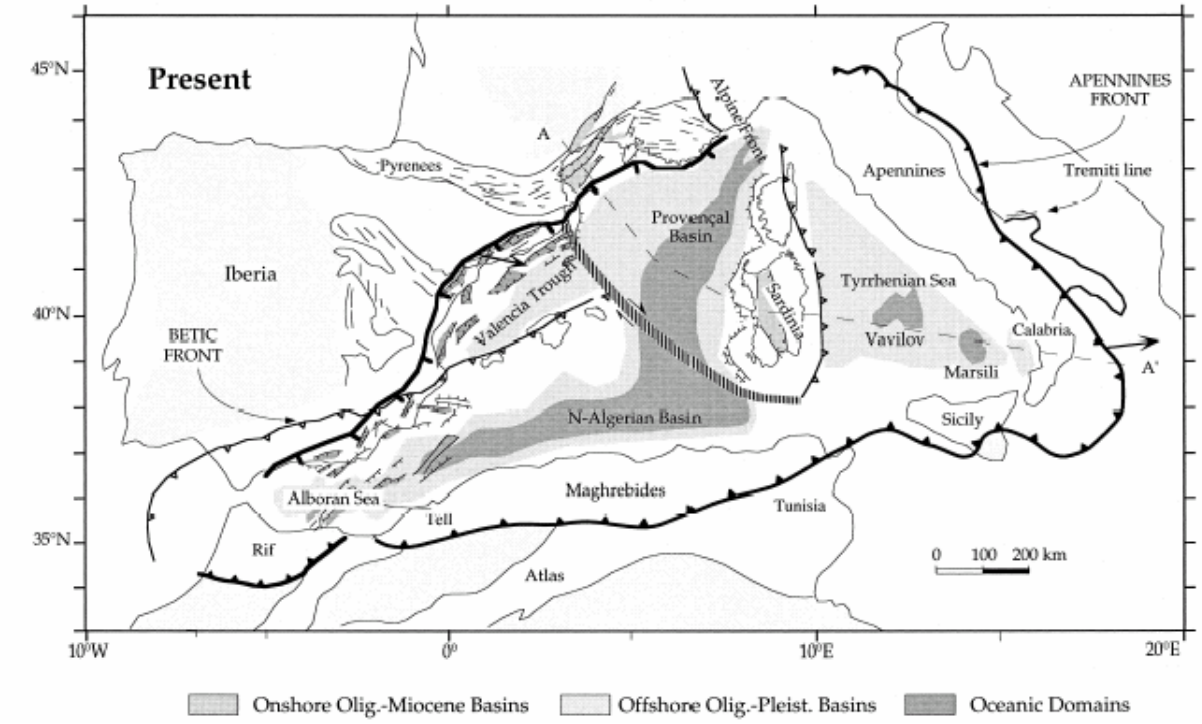


Figure I-A.7*: La Méditerranée Occidentale est composée de bassins devenant de plus en plus jeunes de l'Ouest vers l'Est (Gueguen et al., 1998). Durant les derniers 30 Ma, ils se sont développés en arrière du front de subduction Apeninnes-Maghrébides comme des bassins arrière-arc à mesure que celui-ci se retire vers l'Est, le Sud-Est et le Sud. Ces bassins ont une forme triangulaire.*

c) Vers un modèle global d'évolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale

Les reconstructions tectoniques présentées précédemment ont été corroborées par l'apport de la tomographie sismique (Lucente et al., 1999 ; Lucente et Speranza, 2001 ; Wortel et Spakman, 1992, 2000 ; Faccenna et al., 2003, Piromallo et Morelli, 2003). Celle-ci a confirmé la présence de lithosphères subductées dans le manteau de la Méditerranée (Fig. I-A.8) et l'existence du processus de « slab roll-back » en observant l'aplatissement du slab des Apennins-Calabres et Bétiques-Alboran vers 660 km de profondeur, au niveau de la zone de transition manteau supérieur - manteau inférieur (Fig. I-A.8). Un tel aplatissement du slab est une caractéristique courante des systèmes de subduction en roll-back, tels que la subduction Izu-Bonin (Van der Hilst et al., 1991), celle de Tonga-Kermadec (Van der Hilst, 1995; Bijwaard et al., 1998), et de l'arc Mélanésien dans la région Est de l'Australie (Hall et Spakman, 2002). De plus, des modélisations analogiques et numériques dimensionnées de la subduction

associée à un système de convection mantellique (ex., Olbertz et al., 1997; Christensen, 1995, 2001; Faccenna et al., 2001; Cizkova et al., 2002) ont démontré que le slab roll-back, associé à un aplatissement lié à une résistance du manteau inférieur plus forte permettait de rendre compte des observations géologiques de surface.

Ainsi, d'après Spakman et Wortel (2004), un processus de roll-back à grande échelle doit être invoqué pour expliquer la position actuelle des slabs méditerranéens. En Méditerranée Occidentale, les zones de subduction auraient donc subi un roll-back radial et rapide (Fig. I-A.9). Les ceintures orogéniques des Apennins-Maghrébides se développèrent à l'aplomb de ces zones de subduction et la déformation compressive se déplaça suivant le roll-back du slab, vers l'Est, le Sud-Est, le Sud et l'Ouest (Fig. I-A.9 ; Carminati et al., 2004). Les bassins se développèrent en position arrière-arc. L'extension fût principalement active dans la zone du bassin Provençal - Golf du Lion à l'Oligocène Supérieur - Langhian (34-15 Ma). Elle ralentit fortement à 15 Ma au moment où le slab atteint la transition manteau supérieur manteau inférieur (Faccenna et al., 2001), puis reprend à l'Est de la Sardaigne, entraînant l'ouverture du bassin Tyrrhénien du Miocène Moyen à l'Actuel.

Dans le cas particulier de la Mer Tyrrhénienne, ce modèle global impliquant le rôle majeur du retrait de la subduction est encore l'objet de débats, certains auteurs en effet rejettent l'existence même d'une subduction sous les Apennins (ex., Lavecchia et Stoppa, 1996 ; Lavecchia et al., 2003 ; Bell et al., 2004), mettant en doute les interprétations des images tomographiques et des données géochimiques des roches magmatiques italiennes. Ceci sera plus amplement exposé dans les parties suivantes concernant la Mer Tyrrhénienne (I-A.3) et le magmatisme italien (I-B.).

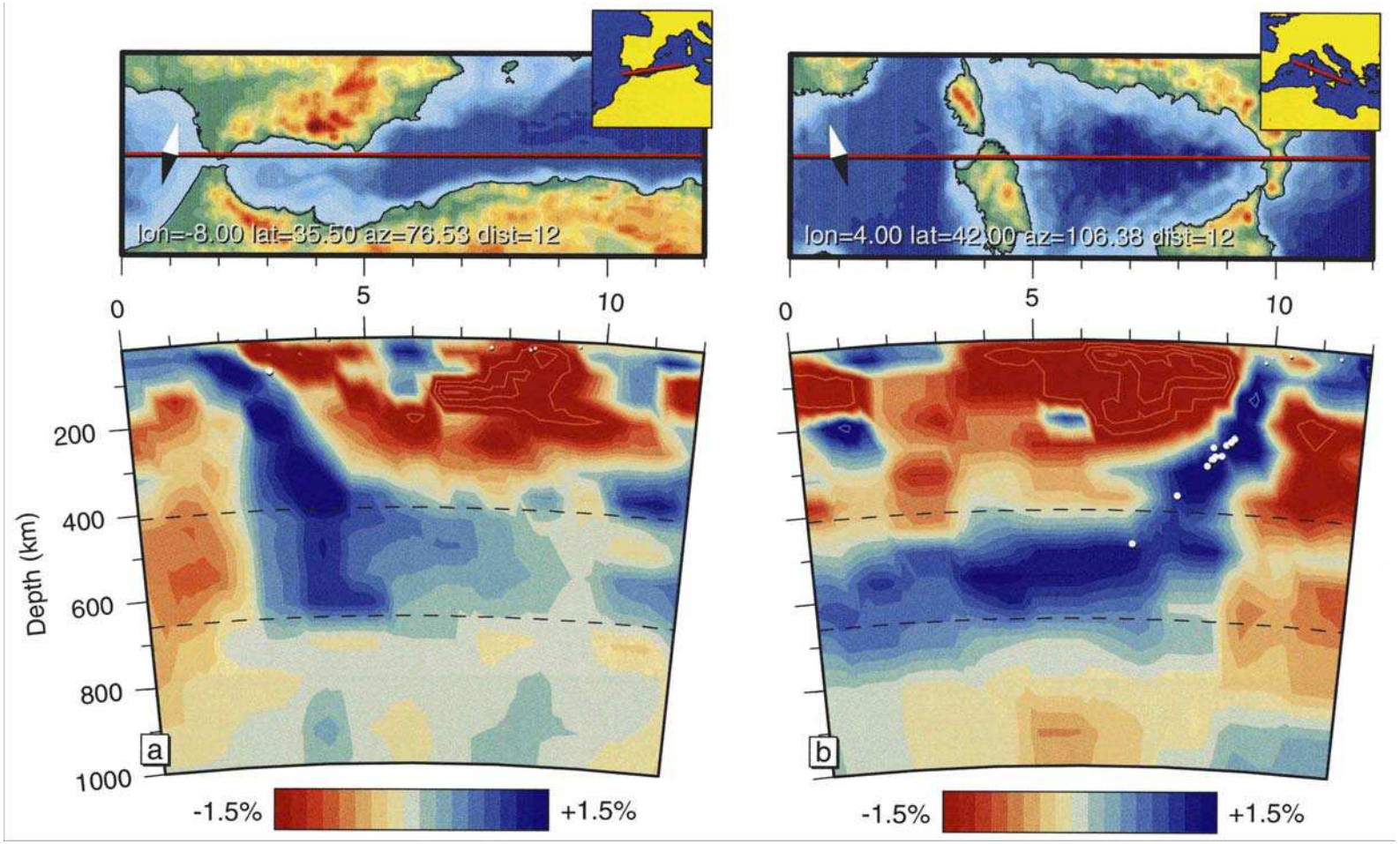


Figure I-A.8: *Deux profils tomographiques issus du modèle BS2000 à travers les 1000 premiers kilomètres du manteau de la Méditerranée Occidentale (Bijwaard et Spakman, 2000; Spakman et Wortel, 2004).* ***a*** *: Profil à travers la région des Bétiques-Alboran et le bassin Algérien ;* ***b*** *: profil à travers le manteau Tyrrhénien et la Calabre. Les profils sont réalisés le long d'un segment de grand cercle indiqué par la droite rouge au centre de la carte située au dessus de chaque profil. Les coordonnées du grand cercle sont indiquées en bas de la carte. Les unités latérales sont en degrés mesurés depuis le début de profil (à gauche) ; 1 degré = 110 km. Les points blancs indiquent les séismes majeurs (magnitude > 4.8). La partie blanche du symbôle losangique sur la gauche de la carte indique le Nord. Le petit encart comprend une carte de la région à plus grande échelle avec le segment de grand cercle marqué par un trait rouge. Les lignes en tiretés dans les profils tomographiques représentent les discontinuités du manteau à 410 et 660 km. de profondeur. Les couleurs représentent le pourcentage de déviation de la vitesse des ondes sismiques par rapport au modèle 1-D de référence ak135 (Kenneth et al., 1995). Les anomalies négatives (positives) représentent des vitesses plus faibles (plus rapides) que la vitesse moyenne en profondeur. Les anomalies de vitesses négatives (positives) correspondraient à des températures plus élevées (plus faibles) que la moyenne (Goes et al., 2000).*

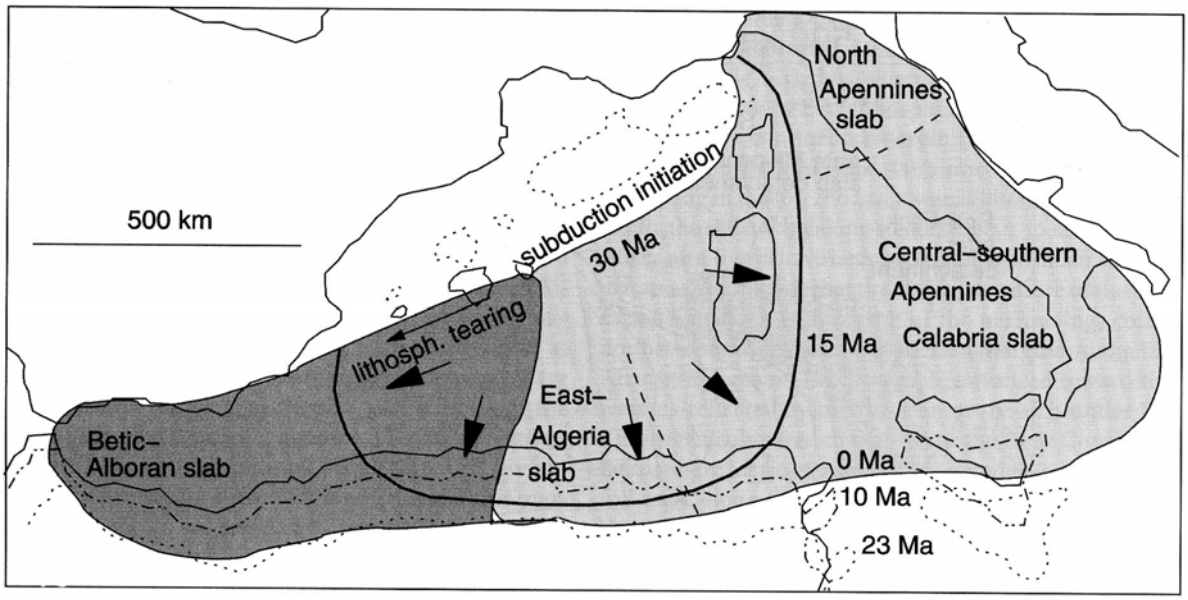


Figure I-A.9*: Reconstruction de la surface de l'océan Ligure basée sur la quantité et la géométrie de la plaque plongeante estimées d'après le modèle de tomographie BS2000 (Bijwaard et Spakman, 2000; Spakman et Wortel, 2004). Les lignes en tiretés marquent la position de la marge africaine il y a environ 10 Ma, tandis que les lignes en pointillés montrent la position des îles Baléares, de la Corse, de la Sardaigne, et de la marge africaine durant l'Oligocène Supérieur/Miocène Inférieur (~23Ma; d'après Gueguen et al., 1998).La ligne continue en gras donne une idée de la position de la fosse de subduction il y a environ 15 Ma.*

3- La Mer Tyrrhénienne

a) Introduction

La Mer Tyrrhénienne est le plus jeune bassin (< 10 Ma) de la Méditerranée Occidentale. Les plus vieux dépôts sédimentaires remplissant les grabens formés par le rifting, le long de ses marges Ouest et Est, sont Serravalien-Tortonien, indiquant ainsi l'âge du début de l'extension dans cette région (Kastens et al., 1990, Mattei et al., 2002). Ce bassin extensif intra-orogénique s'est développé au sein d'une zone de convergence complexe entre l'Afrique et l'Europe (sections I-A.1 et 2). Il est entouré par une ceinture orogénique arquée formée des Apennins dans la péninsule italienne, de l'arc Calabrien au Sud de l'Italie, et des Maghrébides en Sicile. Durant son évolution, ce bassin fût affecté par une activité magmatique importante et par une forte subsidence tectonique (Kastens et al., 1988 ; Savelli, 1988 ; Argnani, 1997).

Pour expliquer les processus tectoniques et volcaniques liés à l'ouverture de la Tyrrhénienne dans une position interne par rapport aux Apennins et Maghrebides siciliens, certains auteurs ont proposé le modèle de bassin marginal inspiré des bassins arrière-arc du Pacifique Ouest (Barberi et al., 1974 ; Bocaletti et Manetti, 1978). Dans ce modèle, l'évolution de la Mer Tyrrhénienne et du prisme orogénique Apennin adjacent est décrite comme étant due au roll-back de la lithosphère ionienne (Malinverno et Ryan, 1986 ; Doglioni, 1991). D'autres auteurs cependant favorisent des modèles géodynamiques qui n'impliquent pas la subduction, mais:

la remontée diapirique d'asthénosphère chaude (Wezel, 1985 ; Locardi, 1988 ; Locardi et Nicolich, 1992), qui se ferait à l'échelle lithosphérique à travers des détachements (Lavecchia, 1988 ; Wang et al., 1989 ; Crisci et al., 1991),

une extrusion latérale due à la convergence entre les plaques européenne et africaine (Mantovani et al., 1992).

la prolongation vers le Sud du rift Ouest Européen (comprenant le graben du Rhin et les fossés d'effondrement du Massif Central) et sa propagation vers l'Est entraînant le développement de la ceinture de plis et chevauchements des Apennins et Maghrebides sur les marges externes du système d'extension (Lavecchia et Stoppa, 1996 ; Lavecchia et al., 2003).

La nature et la distribution du magmatisme italien (Savelli, 1988 ; Argnani et al., 1995), le caractère intermédiaire et profond de la séismicité (Anderson et Jackson, 1987 ; Giardini et Velona, 1991 ; Selvaggi et Chiarabba, 1995), et la contemporanéité de l'extension dans la tyrrhénienne et la compression dans les Apennins (Patacca et al., 1992) a conduit une majorité d'auteurs à préférer les modèles liés à la subduction (ex., Malinverno et Ryan, 1986 ; Channell et Mareschal, 1988 ; Doglioni et al., 1991 ; Serri et al., 1993 ; Argnani et Savelli, 1999 ; Savelli, 2000 ; Faccenna et al., 2001 ; Rosenbaum et Lister, 2004).

b) Caractéristiques du bassin Tyrrhénien

La Mer Tyrrhénienne a une forme triangulaire. Elle peut-être divisée en deux domaines (Fig. I-A.10): un domaine Nord et un domaine Sud.

- ***Le domaine Nord***, en coin, peu profond (moins de 2000 m de profondeur), est limité au Sud par une discontinuité lithosphérique majeure, le « 41°N Parallel Line » (41PL, Fig. I-A.10a) qui correspond à une zone de failles ~EW décrochante senestre (Bruno et al., 2000). Son plancher est constitué d'une croûte continentale amincie (20-25 km ; Fig. I-A.10b).
  Les valeurs de flux de chaleur et la distribution de l'épaisseur crustale (Fig. I-A.10b et c) indiquent que le 41PL pourrait se prolonger plus loin vers le SE le long de la marge Tyrrhénienne et rejoindre la « Sangineto Line », une faille décrochante senestre au Nord de la Calabre (Fig. I-A.10a).

- ***Le domaine Sud***, profond (3600-3000 m), comprend des fragments étirés de croûte continentale, et deux bassins (Vavilov et Marsili ; Fig. I-A.10a). Les bassins de Vavilov et Marsili représentent les zones les plus profondes de la Mer Tyrrhénienne Sud et sont caractérisés par une lithosphère relativement fine (le Moho est à moins de 10 km de profondeur ; Nicolich and Dal Piaz, 1991, Carrara, 2002). Des monts sous-marins volcaniques gigantesques, de 2 à 45 km de long et allongés selon une direction Nord-Sud reposent sur leur plancher. Les bassins de Vavilov et Marsili sont séparés l'un de l'autre par un haut-fond orienté Nord-Sud où sont situés les seamounts de Glauco et Issel (Fig. I-A.11).

A travers ce haut-fond, un plongement inter-bassins du Moho, de 8-10km à 15km, s'étendant de l'île d'Ustica vers le seamount d'Issel (Fig. I-A.11), a été observé (Steinmetz et al., 1983). Les résultats du Leg 42 du Deep Sea Drilling Project (DSDP) et du Leg ODP (Ocean Drilling Program) 107, ainsi que les prospections géophysiques, indiquent qu'une croûte de type océanique a été accrétée dans les bassins de Vavilov et Marsili (Fig. I-A.11). Cette croûte est constituée de basaltes de type MORB d'âge Pliocène à Actuel (< 5Ma ; Kastens et al., 1988). Cependant, ces basaltes ne représentent qu'un petit volume; en fait, les travaux récents ont montré que les parties les plus profondes du bassin sont constituées essentiellement de manteau serpentinisé dénudé recouvert d'une pellicule de sédiments (Cavazza et al., 2004 ; TRANSMED Transect III). Le bassin Sud Tyrrhénien est caractérisé par un flux de chaleur élevé (> 150mW.m^{-2}; Fig. I-A.10c; Della Vedova et al., 1984 ; Mongelli et al., 1992 ; Rosembaum et Lister, 2004) et une petite amplitude des anomalies magnétiques ce qui rend difficile les reconstitutions paléotectoniques (Della Vedova et al., 1984 ; Faggioni et al., 1995).

Dans ces bassins, les sédiments ont une épaisseur de 600m à 900m localement, et les données ODP indiquent que le taux de sédimentation a augmenté du Pliocène Supérieur au Pliocène en relation avec un grand apport de produits volcanoclastiques.

La Mer Tyrrhénienne Sud est séparée de la Sicile par une autre faille décrochante majeure, la faille Nord sicilienne (NSF, Fig. I-A.10a) qui se poursuit au NE de la Sicile dans la faille décrochante dextre de Taormina (« Taormina Line » ; Fig. I-A.10a).

Les deux domaines de la Mer Tyrrhénienne se distinguent également par l'âge et la nature du magmatisme. La Mer Tyrrhénienne septentrionale est dominée par un magmatisme acide dérivé de la croûte débutant vers 9-7 Ma (Spadini et al, 1995), alors que dans la partie méridionale, du magmatisme basique issu du manteau s'est développé à partir du Pliocène (Savelli, 1988 ; Féraud, 1990 ; Kastens et al., 1990).

La quantité d'extension dans le bassin méridional, où des zones de lithosphère de type océanique sont présentes (Fig. I-A.11), était plus grande que celle du bassin septentrional. Les estimations du taux de migration du magmatisme lié à l'extension sont d'environ 4.8 cm/an dans le bassin profond Sud, mais seulement de 1.3 cm/an

dans la partie Nord moins profonde (Civetta et al., 1978 ; Savelli, 1988 ; Patacca and Scandone, 1989 ; Serri, 1990).

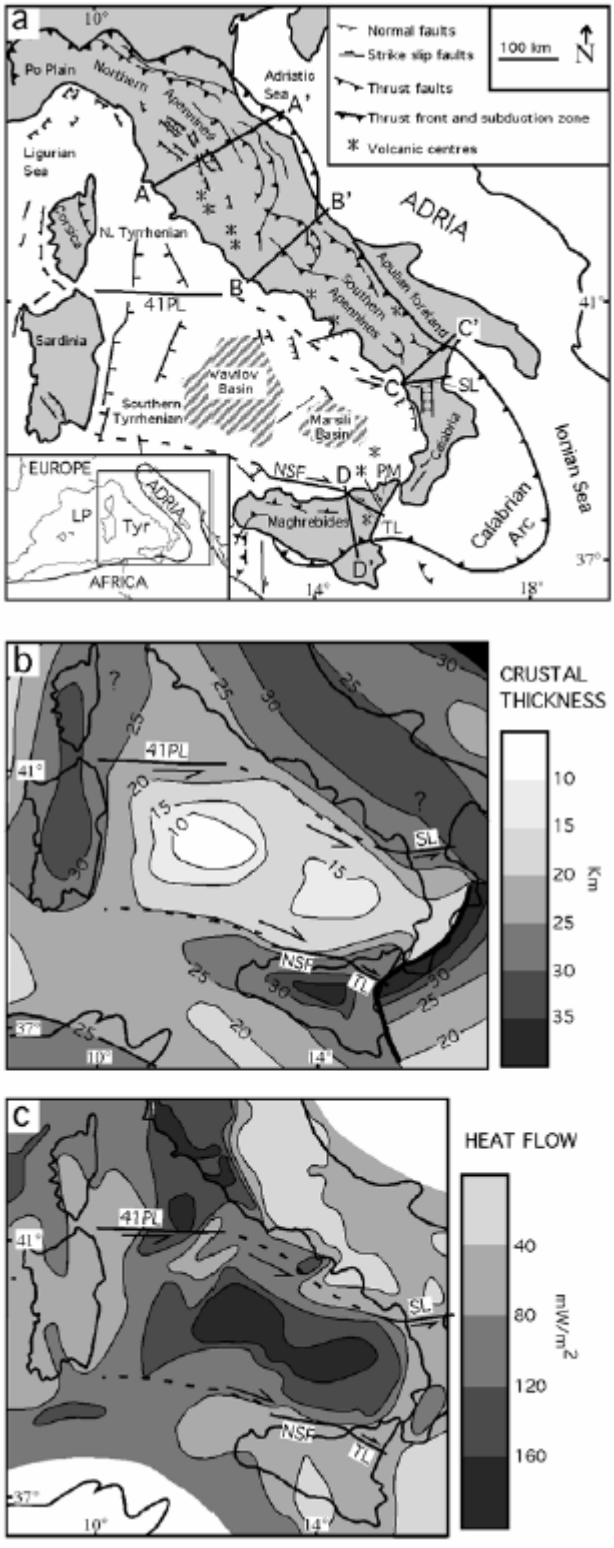


Figure I-A.10 : *Contexte tectonique de la Mer Tyrrhénienne (Rosenbaum et Lister, 2004).* ***(a)*** *Carte montrant les principaux traits structuraux (modifié d'après Patacca et al., 1993) et la position des coupes (**Fig. I-A.14**). La limite entre le domaine Nord et le domaine Sud de la Mer Tyrrhénienne est marquée par une discontinuité majeure (41PL) qui peut être reliée à la faille décrochante senestre au Nord de la Calabre (SL). La marge Sud de la Mer Tyrrhénienne est marquée par une faille dextre (NSF) qui se prolonge en Sicile et devient la faille de Taormina (TL). Abréviations : 41PL= zone de failles senestre du parallèle 41°N ; LP= Ligurian-Provençal Basin ; PM= Peloritan Mountains ; SL= Sangieto Line ; Tyr= Tyrrhenian Sea.* ***(b)*** *Epaisseur crustale (d'après Gvirtzman et Nur, 2001).* ***(c)*** *Flux de chaleur (d'après Della Vedova et al., 1991).*

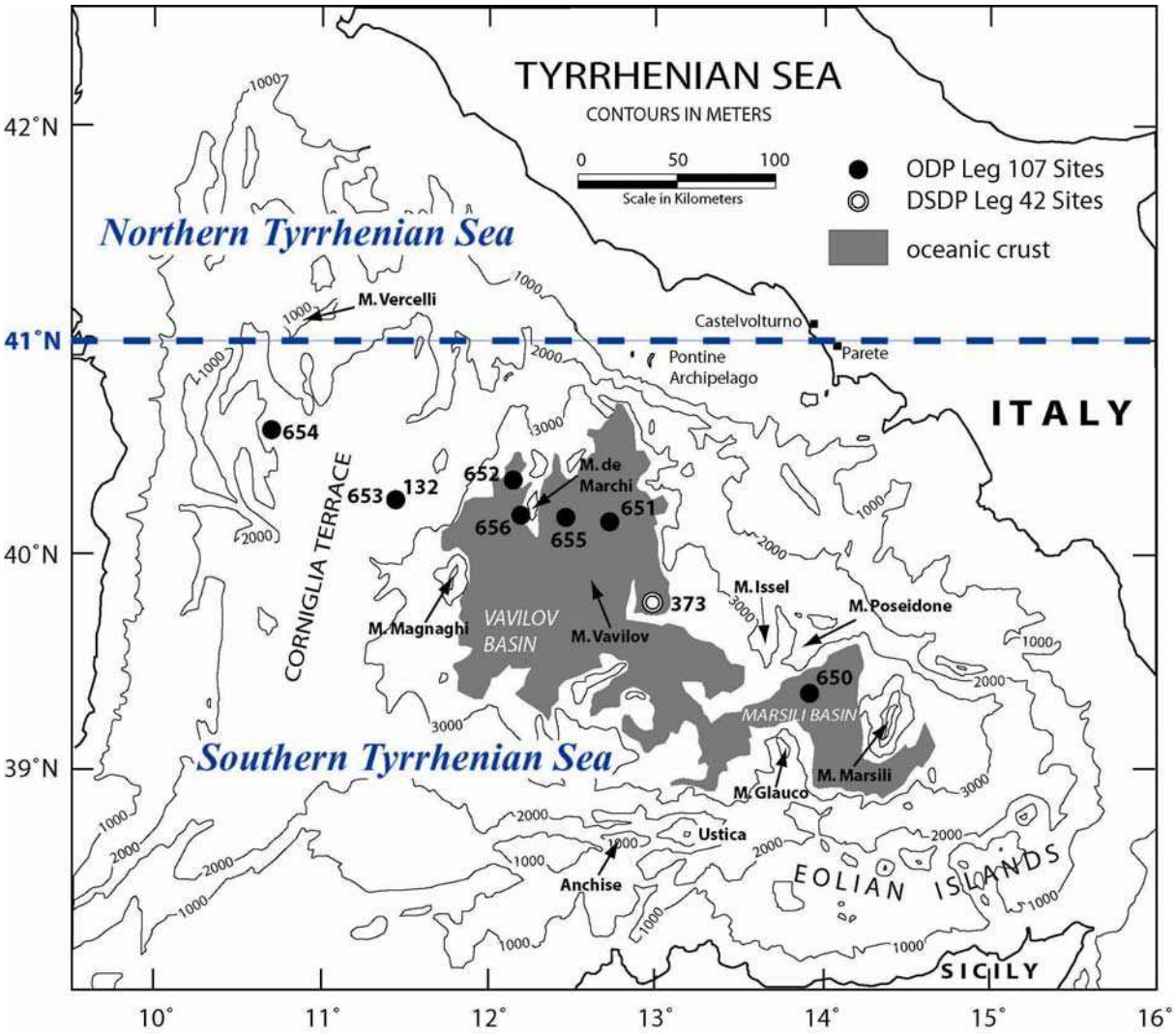


Figure I-A.11 : *Carte bathymétrique de la Mer Tyrrhénienne, avec position des forages ODP et DSDP (modifiée d'après Kastens et al., 1990).*

c) Ages des événements tectoniques et magmatiques

L'activité magmatique Néogène à Quaternaire dans la région Tyrrhénienne-Apennines comprend du magmatisme calco-alcalin de type arc insulaire, comme on en trouve dans les zones de subduction, du magmatisme alcalin de type intraplaque, ainsi que des basaltes de type MORB (Savelli, 1988, 2000, 2001, 2002 ; Serri et al., 1993 ; Argnani et Savelli, 1999, 2001).

La distribution du magmatisme lié à la subduction définit une polarité géochimique associée à une zone de subduction à plongeant vers l'Ouest (ex., Savelli, 2000 ; Argnani et Savelli, 2001). D'une manière générale, ces magmas deviennent plus jeunes de l'Ouest vers l'Est.

Migration du volcanisme d'arc

Le volcanisme d'arc prit place sur les îles de la Sardaigne et de la Corse et la bordure Ouest Tyrrhénienne il y a 32-13 Ma (ex., Savelli, 2002 ; Fig. I.A-12). Les plus jeunes de ces centres magmatiques (16-13 Ma) étaient actifs après que le bloc corso-sarde stoppa sa rotation, et indiquent la position d'un arc volcanique de direction Nord-Sud qui existait à cette période (Rosenbaum et Lister, 2004). Le volcanisme d'arc migra ensuite vers les îles et monts sous-marins de la zone éolienne où des roches volcaniques calco-alcalines sont datées à 1-0 Ma (Fig. I.A-12). Certains auteurs (ex., Argnani et Savelli, 1999) soupçonnent la présence d'un arc volcanique d'âge Pliocène (5-2 Ma) dans la partie centrale de la Mer Tyrrhénienne, entre les bassins de Vavilov et Marsili (CTA : Fig. I.A-12 ; Kastens et al., 1988 ; Savelli, 1988 ; Ferrari and Manetti, 1993). L'activité volcanique CA de cet arc central semblerait moins intense que celle des arcs sarde et éolien, et définirait des édifices volcaniques localisés seulement aux extrémités de la structure. Le mont sous-marin d'Anchise (Nord de la Sicile), les rhyolites de l'île de Ponza (Archipel des Pontines) et, peut-être aussi la séquence de basaltes et andésites découverte à partir de forages profonds dans la plaine de Volturno, au Nord des Champs Phlégréens (Fig. I.A-11), appartiendraient à la séquence volcanique de cet « arc central » supposé. Argnani et Savelli (1999) pensent que les « seamounts » volcaniques du Sud de Ventotene et de Glauco (Fig. I.A-11), situés dans la partie centrale de l'arc supposé « Ponza-Anchise » en feraient partie, même si la géochimie et les âges de ces édifices n'ont pas été déterminés. D'autre part, les « seamounts » d'Issel et Poséidon formés de roches métamorphiques, pourraient représenter le socle continental de cet arc (Fig. I.A-11).

La composition des roches magmatiques de l'arc volcanique actif éolien est plus variable que celle des roches plus anciennes de la Sardaigne et de la Tyrrhénienne centrale. La chimie des différents épisodes calco-alcalins indique un incrément distinct de la teneur en potassium de la Sardaigne vers l'arc éolien (Argnani et al., 1995). Les roches volcaniques d'affinité shoshonitique sont effectivement abondantes parmi les roches basiques (basaltes et andésites basaltiques) de l'arc éolien alors qu'elles sont absentes parmi les roches basiques de l'épisode magmatique Oligo-Miocène de la Sardaigne. D'après les relations prédites par Dickinson (1975) entre la profondeur du plan de Benioff-Wadati (h) et la teneur en potassium (K) des produits volcaniques émis, Argnani et Savelli (1999) suggèrent que cette polarité géochimique inter-arcs

reflète un pendage de plus en plus fort du slab à mesure qu'il se retire. Cependant, la relation h-K est controversée ; d'après Gillot (1987) la distribution du chimisme des laves des îles Eoliennes ne vérifie pas cette théorie, elle reflète plutôt la nature (océanique à continentale) et l'épaisseur croissante de la croûte traversée par le magma.

L'accrétion arrière-arc

L'accrétion se fît en 2 épisodes: le premier épisode intervint du Miocène Supérieur (7.3 Ma ; DSPP 373) au Pliocène Inférieur (3.5 Ma ; ODP 651 et 655) dans le bassin de Vavilov (Fig. I-A.11 ; Barberi et al., 1978 ; Kastens et al., 1988 ; Féraud, 1990; Sartori, 1990), et le second eu lieu durant la fin du Pliocène (1.9-1.6 Ma ; ODP 650) dans le bassin de Marsili (Fig. I-A.11 ; Kastens et al., 1988 ; Féraud, 1990 ; Savelli, 2002). Dans chaque cas, l'ouverture de ces bassins arrière-arc se produisit avant l'arrivée du volcanisme d'arc correspondant à l'Est.

Le volcanisme intraplaque

Le volcanisme intraplaque lié au rifting se produisit lors de deux épisodes et est distribué sur une grande zone, s'étendant de la Sardaigne jusqu'au Sud-Est de la Mer Tyrrhénienne. Ce volcanisme débuta en Sardaigne il y a ~5 Ma (Fig. I-A.12), après l'épisode calco-alcalin Oligo-Miocène et l'accrétion dans le bassin de Vavilov, et se poursuivit jusqu'il y a 2 Ma. Cette première phase d'activité intraplaque Pliocène serait donc contemporaine du volcanisme calco-alcalin de l' « arc central Ponza-Anchise» supposé (5-2 Ma ; Argnani et Savelli, 1999). L'activité volcanique intraplaque s'interrompit durant la mise en place de croûte océanique dans le bassin de Marsili (1.9-1.6 Ma) et reprit avec le volcanisme calco-alcalin de l'arc éolien (1-0 Ma ; Fig. I-A.12).

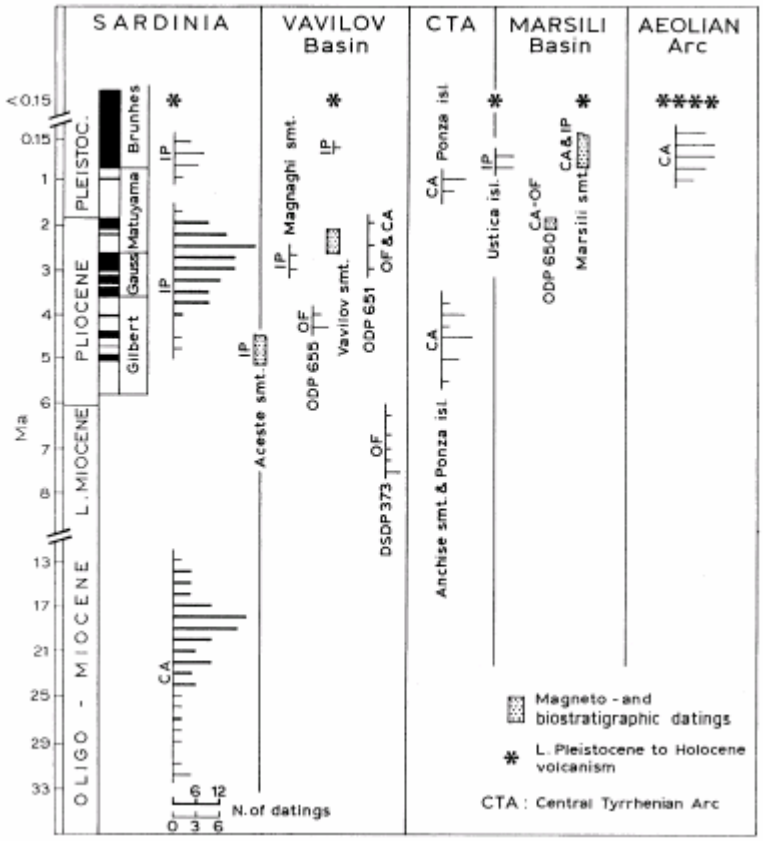


Figure I.A-12: *Corrélation géochronologique des produits magmatiques dans la région Sardo-Tyrrhénienne (Argnani et Savelli, 1999). Les barres horizontales représentent le nombre de datations radiométriques. Notez la lacune de volcanisme entre l'Oligo-Miocène et le Mio-Pléistocène. CTA= Central Tyrrhenian Arc (l'arc supposé "Ponza-Anchise"), CA = Calco-Alkaline, IP = Intraplate, OF = Ocean Floor.*

d) Evolution géodynamique du bassin Tyrrhénien

D'après la nature et l'âge des évènements tectoniques et magmatiques qui peuvent être reconnus dans le bassin Tyrrhénien, de nombreux auteurs (ex., Malinverno et Ryan, 1986 ; Serri et al., 1993 ; Argnani et Savelli, 1999 ; Savelli, 2000) ont proposé des modèles retraçant son évolution géodynamique.

La plupart de ces auteurs s'accordent à dire que l'ouverture de la Mer Tyrrhénienne est contrôlée par le retrait vers l'Est et le Sud-Est de la plaque Adriatique plongeant vers l'Ouest (« slab roll-back »). Je présenterai ici le modèle d'évolution géodynamique proposé très récemment par Rosenbaum et Lister (2004) qui prend en compte à la fois la distribution spatio-temporelle des évènements tectono-

magmatiques et sédimentaires de la région, les données paléomagnétiques, ainsi que les données tomographiques récentes.

Ainsi, d'après Rosenbaum et Lister (2004), la distribution spatiale et temporelle du magmatisme calco-alcalin, lié à la subduction, est la preuve la plus évidente du rôle du slab roll-back dans l'évolution du système Tyrrhénien-Apennin. En effet, ces magmas deviennent plus jeunes de l'Ouest vers l'Est, définissant une série d'arcs magmatiques migrant vers l'Est et le Sud-Est (Fig. I.A-13), ce que les auteurs interprètent comme l'expression de surface du roll-back du slab durant l'ouverture de la Mer Tyrrhénienne.

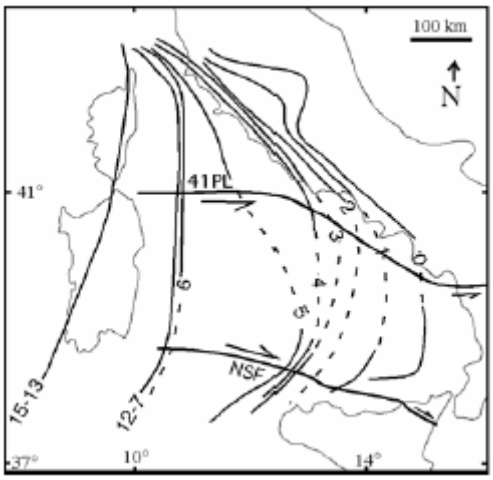


Figure I-A.13: *Reconstruction de la position de l'arc magmatique dans le temps basée sur les données d'âges du magmatisme de la Mer Tyrrhénienne (Rosembaum et Lister, 2004). Les nombres indiquent les âges (en Ma). Cette carte met en évidence un mouvement vers l'Est de l'arc magmatique depuis le Miocène Supérieur. Les lignes en tiretés indiquent les positions supposées là où les données n'existent pas. 41PL : discontinuité 41°N ; NSF : Faille Nord Sicilienne.*

Les données sismiques sur les Apennins et la Calabre confirment l'existence d'une zone de subduction à pendage Ouest sous cette région. Qui plus est, les données tomographiques récentes ont mis en évidence l'importance de déchirures et/ou de détachements locaux dans ce slab (ex., Spakman et al., 1993 ; Piromallo et Morelli, 1997, 2003 ; Bijwaard et al., 1998 ; Carminati et al., 1998 ; Bijwaard et Spakman, 2000) dans l'évolution du système Tyrrhéno-Apenninique.

Les auteurs ont reconstruit l'histoire du slab durant les 13 derniers Ma (Fig. I-A.14). Les prédictions concernant le comportement du slab durant le roll-back reposent sur la géométrie et structure actuelle du slab (basé sur l'interprétation des

images tomographiques, Fig. I-A.15) et sur les expériences analogiques et numériques de ce processus (ex., Faccenna et al., 2001b ; Schellart et al., 2003). L'âge de chaque stade dans la reconstruction est déduit de la position de l'arc magmatique relativement au slab.

Les différentes études tomographiques s'accordent à dire que 1) sous les Apennins Nord, le slab est continu, 2) sous les Apennins Centre, il y a vraisemblablement un détachement du slab, alors que 3) au niveau de la Calabre, il existe un segment étroit de slab continu subvertical plongeant vers le NW et qui se prolonge horizontalement, parallèlement à la discontinuité mantellique à 670 km de profondeur (Fig. I-A.8b).

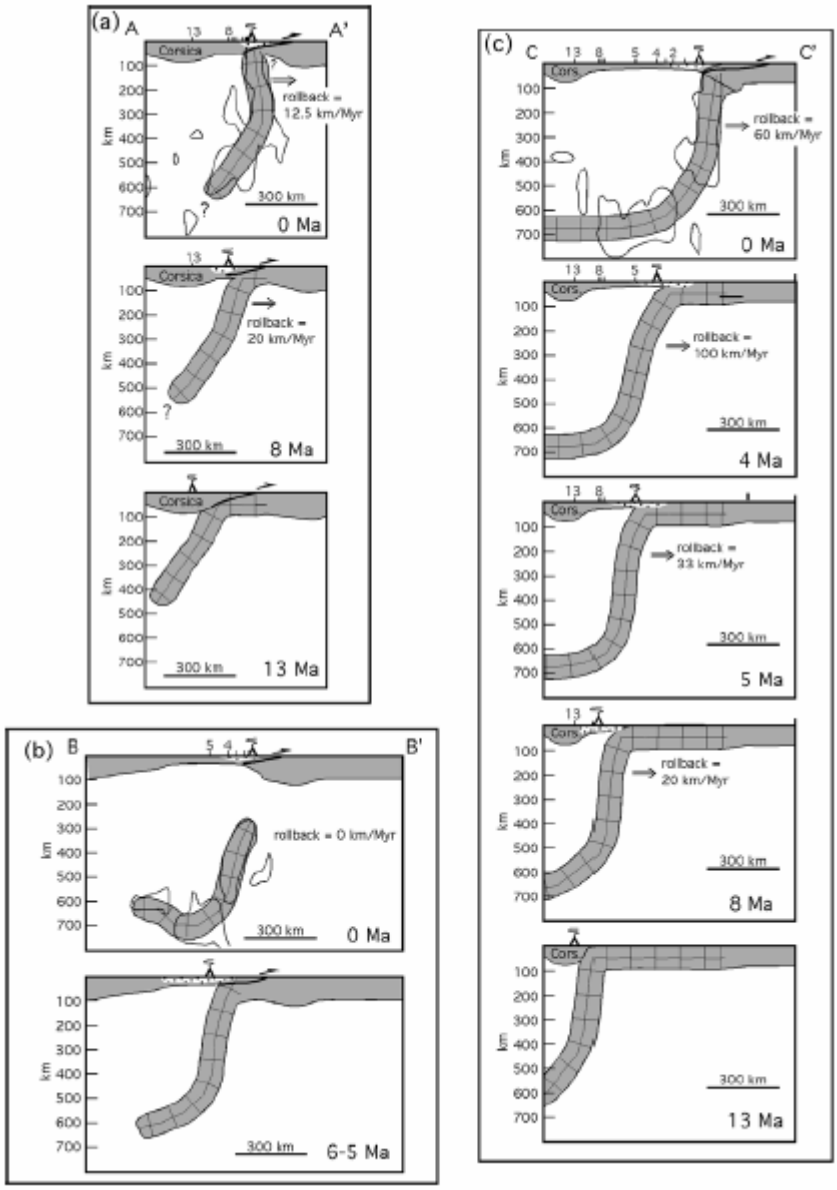


Figure I.A-14: *Reconstruction du slab à différents stades durant l'ouverture de la Mer Tyrrhénienne pour* ***(a)*** *le domaine Nord Apennins,* ***(b)*** *le domaine central des Apennins, et* ***(c)*** *la région de la Calabre (Rosenbaum et Lister, 2004). Voir position des coupes* ***Fig. I-A.10****. Les petits traits verticaux et nombres associés indiquent les positions et âges (en Ma) de l'arc magmatique. Les lignes épaisses indiquent la position approximative du front de chevauchement (inconnue pour le domaine Calabrien). Les points indiquent les zones de sédimentation synrift. Les zones à hautes vitesses sismiques Actuelles sont également indiquées.*

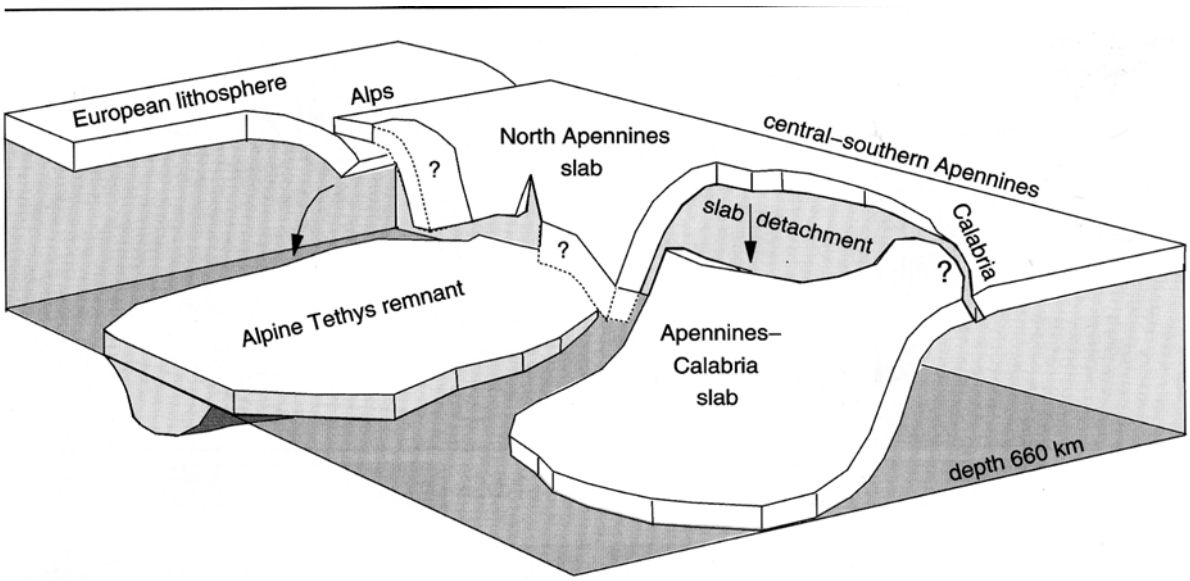


Figure I.A-15: *Une proposition de la configuration actuelle du manteau supérieur dans la région Tyrrhénienne basée sur l'interprétation d'images tomographiques (d'après Spakman et Wortel, 2004).*

Le rifting dans la Mer Tyrrhénienne débuta durant le Tortonien (~10-9 Ma) le long des marges corse et sarde. Cet évènement, enregistré par les sédiments syn-rifts d'âge Tortonien, est contemporain d'une migration rapide de l'arc magmatique vers l'Est comme le montre le grand espace entre les arcs (Fig. I-A.13). C'est pourquoi la tectonique extensive du Tortonien est interprétée comme une réponse directe au roll-back de la subduction. Ces contraintes sur les stades précoces de l'extension arrière-arc sont importantes car le rôle du slab roll-back dans le domaine Nord Tyrrhénien était encore débattu par certains auteurs (Faccenna et al., 1996 ; Mantovani et al, 1996). Ce premier stade fût ainsi caractérisé par une extension importante dans le domaine Nord Tyrrhénien et un rifting dans la partie Ouest du domaine Sud (Fig. I-A.16a et b).

Le Messinien Supérieur (~6-5 Ma) vit un changement majeur dans le style du roll-back et de l'extension arrière-arc dans le système Tyrrhénien-Apenninique. Ce changement est reconnu à la fois dans la distribution des sédiments syn-rifts et la distribution de l'activité magmatique (Fig. I-A.13). Ces sources de données indépendantes indiquent qu'à ~6-5 Ma, les taux de roll-back et d'extension arrière-arc

diminuèrent dans le domaine Nord-Tyrrhénien alors qu'ils augmentaient considérablement dans le domaine Sud (Fig. I-A.16c). Ces vitesses d'extension différentes dans les domaines Nord et Sud ont été vraisemblablement accommodées par les deux failles lithosphériques décrochantes du parallèle 41°N (41PL) et du Nord de la Sicile (NSF) qui étaient déjà actives durant le Pliocène et le Pléistocène (Fig. I-A.16c ; Lavecchia, 1988 ; Boccaletti et al., 1990b, Spadini and Wezel, 1994 ; Bruno et al., 2000). Pendant cette phase d'extension, les taux de roll-back extrêmes (60-100 km. Ma^{-1}) induirent un amincissement lithosphérique suffisant dans la plaque chevauchante pour qu'une croûte de type océanique se mette en place dans les bassins de Vavilov et Marsili (Rosenbaum et Lister, 2004).

La transition entre les deux stades d'ouverture à ~6-5 Ma fût déclenchée par l' « accrétion » d'une épaisse plateforme carbonatée dans le centre des Apennins. Rosenbaum et Lister (2004) propose que ce phénomène a conduit à la formation des discontinuités majeures, 41PL et NSF, et à la déchirure du slab. Consécutivement, le slab ionien restant était plus étroit et fût ainsi soumis à un roll-back accéléré, accommodé par la faille senestre 41PL et la faille dextre Nord sicilienne (NSF ; Fig. I-A.16c et d).

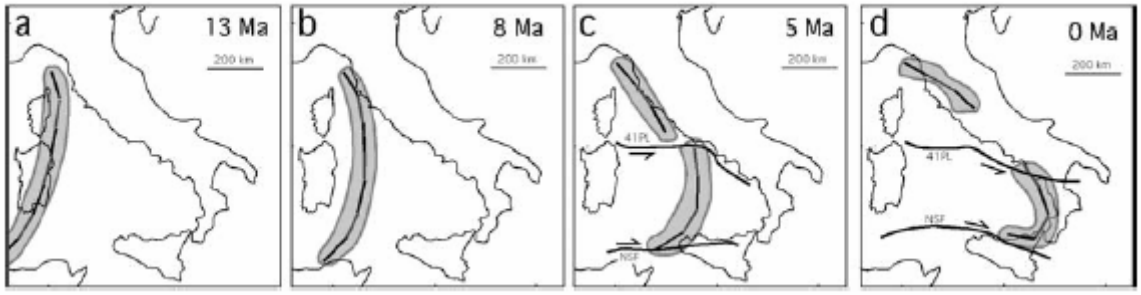


Figure I-A.16 : *Carte montrant l'évolution de la plaque subductée sous l'Italie depuis le Miocène Supérieur (relativement aux côtes actuelles ; Rosenbaum et Lister, 2004). Les zones grisées sont les projections de surface du slab à des profondeurs de 30-100 km basées sur le modèle tomographique de Lucente et al. (1999) et les résultats de la reconstruction (Fig. I-A.15). La reconstruction prédit une déchirure de slab au Messinien Supérieur (~6-5 Ma) et consécutivement, une période de roll-back rapide dans la Mer Tyrrhénienne Sud.*

Les modèles liés à la subduction tel que celui qui vient d'être présenté sont ceux qui sont les plus communément acceptés par la communauté scientifique. Cependant, il faut souligner que ces modèles ne font pas l'unanimité et que le contexte tecto-magmatique de la Tyrrhénienne est toujours débattu à l'heure actuelle. En effet, Lavecchia et ses collaborateurs nient en bloc l'existence même de la subduction. Ceux-ci pensent que l'extension à l'origine du bassin Tyrrhénien est due à un système de rift, qui représenterait la prolongation du Rift Ouest Européen, et que le magmatisme italien peut entièrement s'expliquer par la présence d'un panache mantellique (ex., Lavecchia et Stoppa, 1996 ; Lavecchia et al., 2003, Bell, 2003 ; Bell et al., 2004). Cette interprétation a des conséquences importantes car les auteurs font alors de la région Tyrrhénienne-Apennines un domaine intraplaque et non un bassin arrière-arc. Ce modèle sera discuté dans le cadre du magmatisme italien qui fait l'objet de la partie B de ce premier chapitre (section I-B.3).

B- Le Magmatisme Italien

Eruption du Vésuve de 1861 (G. La Pira)

1- Introduction

L'Italie est l'un des contextes géodynamiques les plus complexes sur Terre (Wezel, 1985 ; Doglioni et al., 1999 ; c.f. Chapitre I-A). Le magmatisme Plio-Quaternaire à l'intérieur et autour de la Mer Tyrrhénienne est localisé sur une grande variété de croûte : d'une croûte continentale d'épaisseur normale à surépaissie, à une croûte transitionnelle et océanique (Figs. I-A.10 et 11). Une expression de cette complexité est la grande variété des roches volcaniques Plio-Quaternaires qui couvre presque entièrement le spectre des roches magmatiques connues dans le monde entier : d'un caractère sub-alcalin (tholéiitique à calco-alcalin) à un caractère alcalino-potassique et -sodique et hyperalcalin, de basique à acide, et de sursaturé à extrêmement sous-saturé en silice (Fig. I-B.1). Les teneurs en éléments en trace et les signatures isotopiques sont également très variables, couvrant à la fois des valeurs mantelliques et crustales et s'étendant de compositions typiquement orogéniques à des compositions de type intraplaque. Cette extrême diversité magmatique requiert un manteau zoné de manière complexe qui révèle un contexte géodynamique inhabituel pour la région italienne. Comprendre l'origine et l'évolution du manteau sous l'Italie est un défi pour la pétrologie magmatique, la géochimie, et la géodynamique.

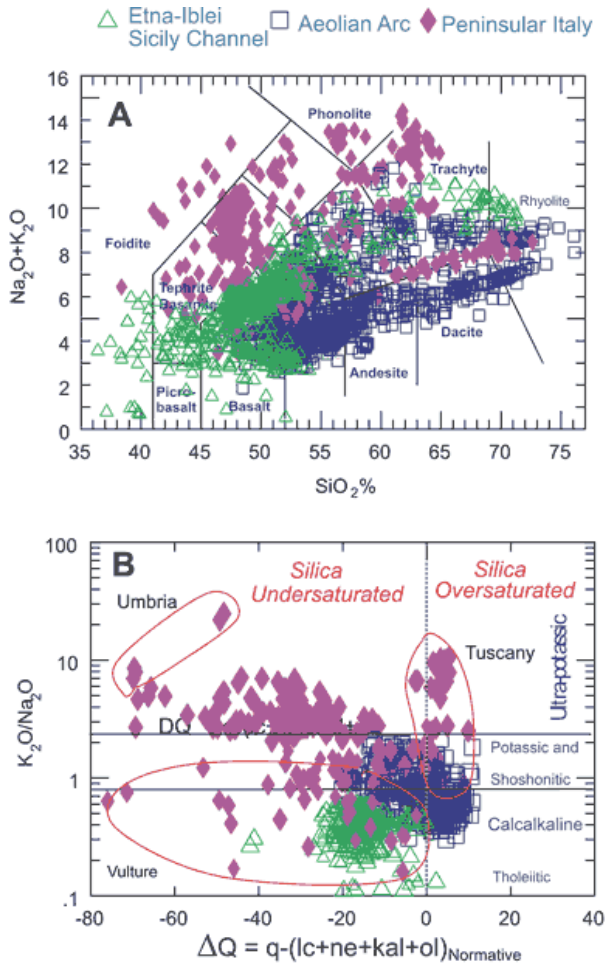


Figure I-B.1 *: **A**. Diagramme de classification TAS (Total Alkali Silica) pour les roches magmatiques Plio-Quaternaires italiennes (Peccerillo, 2002).* ***B**. Diagramme de classification ΔQ vs. K_2O/Na_2O pour les roches volcaniques Plio-Quaternaires basiques (MgO>4%) d'Italie.*

2- Provinces magmatiques

a) Présentation

Le volcanisme Plio-Quaternaire de l'Italie centrale et méridionale a été initialement subdivisé en diverses « Provinces Magmatiques », représentées par :

- La Province Toscane
- La Province Romaine-Napolitaine (appelée aussi « Province Co-Magmatique Romaine » ; Washington, 1906)
- L'Arc Eolien
- La Sicile et le Rift Sicilien (Etna, Iblei, Ustica, Pantelleria, Linosa)

Les données d'éléments majeurs, en trace, et les isotopes ont en fait fourni des preuves d'un contexte magmatique beaucoup plus varié que celui exposé ci-dessus. Ces données permettent la subdivision du magmatisme italien en plusieurs provinces qui affichent des compositions en éléments majeurs et/ou des rapports en éléments en trace incompatibles, et/ou des signatures d'isotopes radiogéniques distincts (ex., Peccerillo, 1999, 2001a, 2002). Ces différences révèlent des histoires pétrogénétiques différentes.
Les nouvelles provinces magmatiques définies par Peccerillo (2002) sont représentées sur la Figure I-B.2. Leurs caractéristiques pétrogénétiques et leurs âges sont résumés dans le Tableau I-B.1 (Peccerillo, 2003). Ces provinces magmatiques sont :

- ***La Province Magmatique Toscane (PMT)***. Il s'agit d'une zone complexe qui s'étend du Sud de la Toscane et l'archipel toscan jusqu'au nord du Latium (Tolfa ; Fig. I-B.2) et en mer Tyrrhénienne centrale. Elle se compose à la fois de roches basiques et acides. Les roches acides sont soit d'origine crustale (p. ex., Roccastrada) ou, dans la plupart des cas, résultent d'un mélange entre des magmas d'origine crustale et divers types de liquides issus du manteau (p. ex., des liquides calco-alcalins, shoshonitiques, ou lamproïtiques[1]). Les meilleurs exemples de roches hybrides sont trouvés à San Vincenzo et Monte Amiata (Fig. I-B.2 ; Feldstein et al., 1994). Les roches basiques ont des affinités pétro-géochimiques lamproitiques (LMP), shoshonitiques (SHO), potassiques (KS),

[1] Lamproïte (n.f.): roche magmatique effusive alcaline, particulièrement riche en K, avec sanidine et/ou leucite, et mica noir de type phlogopite.

et calco-alcalines (CA) (Peccerillo et al., 2001), et montrent des tendances similaires en éléments incompatibles. Elles sont différentes de celles de la Province Romaine voisine suggérant un type différent de métasomatisme (Fig. I-B.3). Certaines roches, comme les latites à olivine de Monte Cimini, ont des caractéristiques intermédiaires entre LMP et les roches de type Romain indiquant un mélange entre les magmas de la Province Toscane et Romaine. Toutes les roches basiques de Toscane ont des signatures isotopiques de type crustal (p.ex., des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ élevés, autour de 0.712 - 0.717 ; Poli et al., 1984 ; Conticelli et Peccerillo, 1992). Les roches acides associées aux magmas basiques sont probablement liées à l'anatexie induite par la remontée des isothermes durant la mise en place des magmas (Peccerillo et al., 1987 ; Peccerillo et al., 2001).

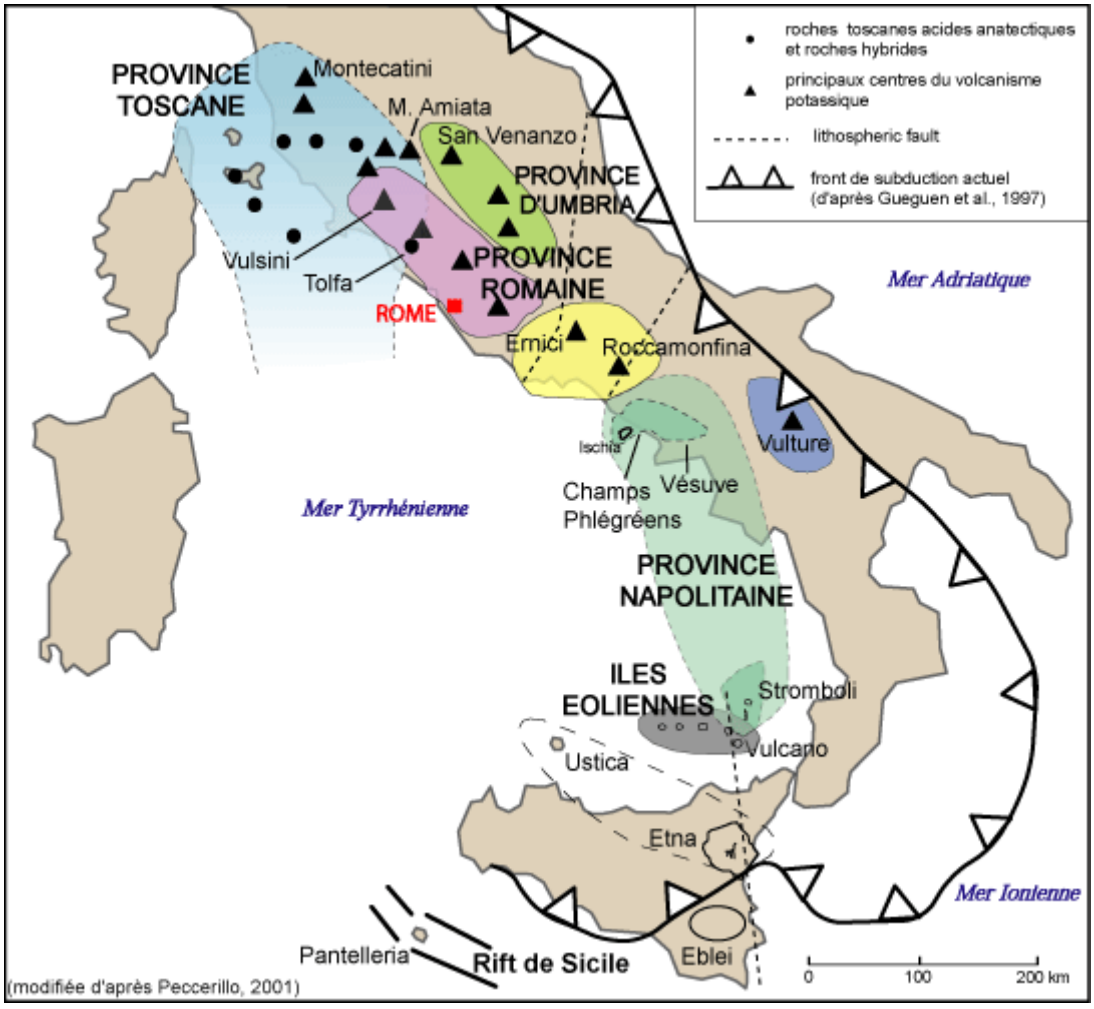


Figure I-B.2 : *Distribution du volcanisme Plio-Quaternaire en Italie (modifié d'après Peccerillo, 2001).*

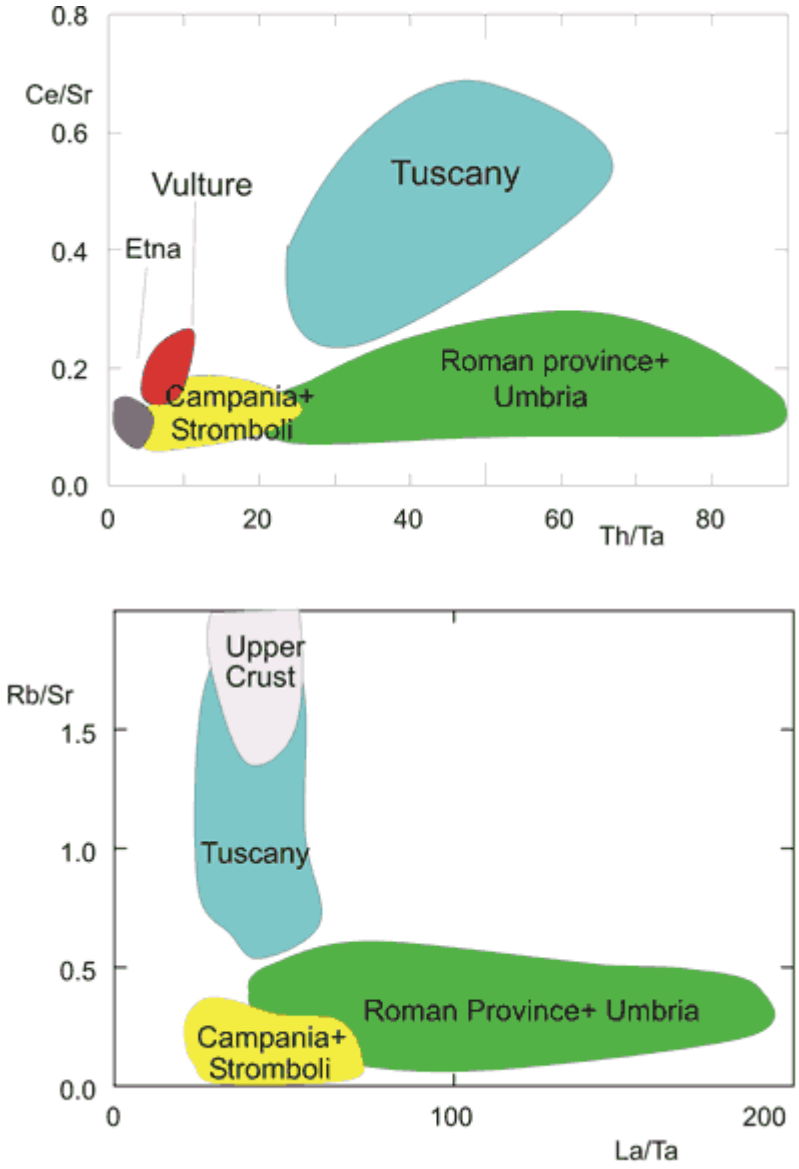


Figure I-B.3 : *Rapports d'éléments incompatibles dans les roches volcaniques basiques d'Italie. Notez la forte variation régionale (Peccerillo, 2002).*

- ***La Province Romaine (PMR)***. Elle s'étend de Vulsini (Fig. I-B.2) et Vico à Sabatini et les Colli Albani. Elle est formée par des roches potassiques et ultrapotassiques (K et HK) avec des degrés variables d'évolution. Les roches basiques K et HK dérivent toutes de sources mantelliques fertiles métasomatisées. Les compositions isotopiques sont moins extrêmes qu'en Toscane (p. ex., $^{87}Sr/^{86}Sr$ est typiquement autour de 0.710 ; Hawkesworth et Vollmer, 1979). Les rapports d'éléments incompatibles des roches de la PMR définissent des tendances distinctes de celles des roches basiques potassiques de Toscane.

- ***La Province hyperalcaline d'Umbria***. Elle est formée par les petits centres de San Venanzo (Fig. I-A.2) et Cupaello, qui consistent de mélilitites[2] ultrapotassiques à olivine avec une affinité kamafugitique[3]. Les rapports d'éléments incompatibles et les signatures isotopiques des kamafugites (KAM) d'Umbria sont similaires à ceux de la Province Romaine (Fig. I-B.3). Cependant, les faibles teneurs en Na et Al indiquent une source restitique pré-métasomatisme pour les KAM. Les KAM sont associées à des roches pyroclastiques riches en carbonates, qui ont été interprétées par certains auteurs comme des magmas carbonatitiques (ex., Stoppa et Woolley, 1997 ; Castorina et al., 2000). Cependant, bien que les carbonatites[4] puissent être certainement associées à des roches hyperalcalines, le cas de l'Italie centrale est plus ambigu. En fait, le carbonate est géochimiquement inerte et agit comme un diluant sur les magmas silicatés. Puisque les carbonatites typiques sont extrêmement enrichies en éléments incompatibles, la dilution observée dans les pyroclastites riches en carbonates d'Umbria contraste fortement avec l'hypothèse d'une origine magmatique pour le matériel carbonaté. Partant de cette idée, d'autres auteurs suggèrent plutôt une origine secondaire (p.ex., mélange avec les roches sédimentaires carbonatées de l'encaissant ; Peccerillo, 1998).

[2] Mélilitite (n.f.) : roche effusive de la famille des néphélinites mais où la mélilite (sorosilicate ; $(Ca,Na)_2(Al, Mg)(Si, Al)_2O_7$) est largement plus abondante que la néphéline, avec présence en général d'olivine.
[3] Kamafugite
[4] Carbonatite (n.f.) : roche magmatique grenue à aspect de calcaire cristallin car constituée à 80% de grands cristaux de carbonate, soit calcite, soit calcite et dolomite.

- ***La Province d'Ernici-Roccamonfina.*** Cette province est caractérisée par une association de séries potassiques et ultrapotassiques (K, HK). Les roches K ont des teneurs en potassium et en éléments incompatibles plus basses que celles des roches ultrapotassiques, et affichent des rapports d'éléments en trace incompatibles et des signatures isotopiques en Sr et Nd proches des volcans napolitains. Les roches HK de la Province d'Ernici-Roccamonfina ressemblent aux roches HK de la PMR à la fois pour les rapports d'éléments en trace et pour les signatures isotopiques. Donc, la zone d'Ernici-Roccamonfina montre des caractères intermédiaires entre les provinces Romaine et Campanienne (ou Napolitaine). Cela atteste de l'existence d'un manteau supérieur zoné sous Ernici-Roccamonfina. Un tel zonage pourrait résulter de la superposition de deux évènements métasomatiques (Peccerillo, 2002).

- ***La Province Campanienne (PMC, ou Napolitaine)***. Cette province est formée par les volcans actifs du Vésuve, des Champs Phlégréens, et Ischia. La composition des roches volcaniques est variable, potassique à ultrapotassique (Santacroce, 1987 ; Ayuso et al., 1997 ; Pappalardo et al., 1999 ; Somma et al., 2001); des roches calco-alcalines y ont également été trouvées lors de forages (Di Girolamo, 1978). Cependant, toutes ces roches montrent des tendances de rapports d'éléments en trace et isotopiques communes. Cela suggère le même type de métasomatisme. Les rapports d'éléments en trace incompatibles indiquent une affinité intermédiaire entre le type intraplaque et arc (Beccaluva et al., 1991 ; Peccerillo, 2001b). Les roches volcaniques basiques montrent des rapports d'éléments en trace et d'isotopes qui sont similaires à ceux des roches de Stromboli, la partie Est de l'Arc Eolien (Fig. I-B.2 et 3). Ces observations, suggère que le Vésuve et les volcans voisins ne représenteraient pas la terminaison Sud de la Province Romaine mais plutôt l'extension Nord de l'Arc Eolien (Fig. I-B.2 ; Peccerillo et Panza, 1999 ; Peccerillo, 2001b, 2002).

- ***L'Arc Eolien Ouest et Est.*** Ces deux secteurs de l'Arc Eolien sont divisés par un système de faille lithosphérique ~Nord-Sud (Fig. I-B.2, faille de Tindari-Letojanni ; Falsaperla et al., 1999). Le secteur Ouest (îles d'Alicudi, Filicudi et Salina) est principalement formé de roches calco-alcalines (CA) avec des

signatures typiques d'arc insulaire (IAB), alors que dans le secteur Est (Panarea et Stromboli), la composition des roches varie de CA à K. Les rapports isotopiques en Sr des roches basiques du secteur Ouest varient entre 0.7035 et 0.7045 ; les roches des îles centrales, Vulcano et Lipari, montrent des signatures isotopiques similaires à certains volcans de l'Ouest, mais contiennent beaucoup de shoshonites et quelques roches potassiques (augmentation du potassium des îles occidentales vers les îles centrales). Dans le secteur Est, les rapports isotopiques en Sr des roches basiques varient de 0.704 à 0.707, c'est-à-dire de valeurs basses, typiques du secteur Ouest de l'arc, à des valeurs plus élevées ($^{87}Sr/^{86}Sr \approx 0.707$-$0.709$) typiques des volcans napolitains (De Astis et al., 2000). L'île de Panarea, située entre le Stromboli et Lipari-Vulcano a des caractéristiques intermédiaires entre les deux systèmes.

La ressemblance frappante entre les roches les plus potassiques du Stromboli et celles du Somma-Vésuve suggère une source similaire (Fig. I-B.3 ; Peccerillo, 2001b), cependant, la présence à Stromboli et Panarea (secteur Est) de roches CA de composition similaire à celle du secteur Ouest de l'Arc Eolien, suggère une source mantellique hétérogène sous ce secteur Est de l'arc (Peccerillo, 2002).

- ***Le Mont Vulture.*** Ce volcan est situé à l'Est du Vésuve, dans les zones internes de l'Apennin Sud (Fig. I-B.2). Il est composé de roches alcalines enrichies à la fois en Na et K (De Fino et al., 1986). L'haüyne est le feldspathoïde le plus typique de ces roches. Le Vulture est géographiquement, pétrologiquement et géochimiquement différent de tous les autres volcans italiens, y compris ceux d'Umbria qui eux aussi se situent dans les zones internes des Apennins. La dernière activité du Vulture est caractérisée par une éruption explosive qui a émit des matériaux riches en carbonates interprétés comme des carbonatites (Stoppa et Wolley, 1997). La signification de ce volcan est très débattue. Les éléments en trace suggèrent une composition intermédiaire entre le Vésuve et des magmas typiquement intraplaques (Fig. I-B.3).

- Les volcans alcalino-sodiques de ***l'Etna, Iblei, Ustica et du Rift Sicilien*** (Linosa, Pantelleria) forment une province magmatique distincte (Fig. I-B.2).

Ces centres montrent une affinité géochimique intraplaque typique (Fig. I-B.4). Cependant, des signatures de type arc (p.ex. faible TiO_2) peuvent être reconnues à l'Etna et Ustica (p. ex. Beccaluva et al., 1982 ; Cristofolini et al., 1987 ; Cinque et al., 1988).

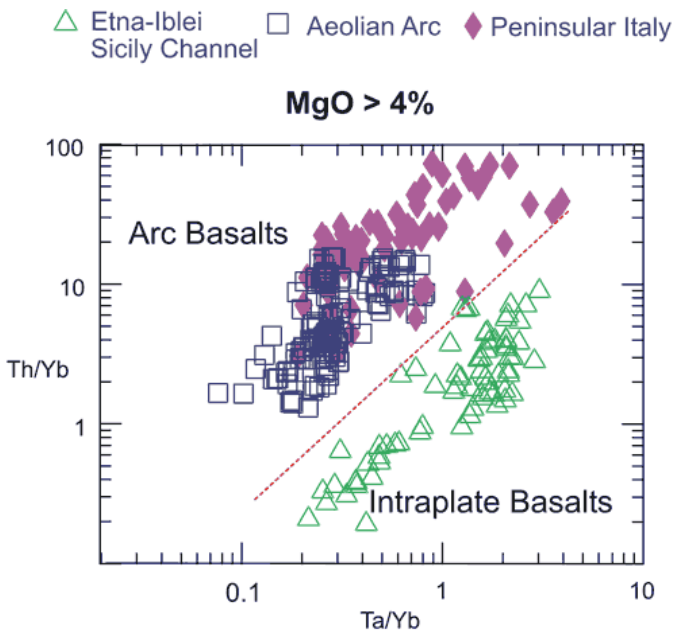


Figure I-B.4 : *Diagramme Th/Yb vs. Ta/Yb discriminant les basaltes d'arc et intraplaques appliqué aux roches basiques Plio-Quaternaires d'Italie (Peccerillo, 2002).*

- Enfin, un grand volume de roches volcaniques est caché sous la mer, sur le ***plancher de la Mer Tyrrhénienne et du Rift Sicilien***. Le peu de données disponibles sur les monts sous-marins indiquent une variabilité de composition très complexe : MORBs, tholéiites d'arc, roches calco-alcalines, shoshonitiques et alcalino-sodiques. Des monts sous-marins acides sont aussi présents (p. ex., Vercelli, Mer Tyrrhénienne Sud, c.f. Fig. I-A.11). Les âges vont du Miocène au Pliocène et augmentent en allant vers l'Ouest, vers la ceinture Oligo-Miocène calco-alcaline et shoshonitique de la Sardaigne. Ce volcanisme complexe résulterait de la migration vers le Sud-Est du front de subduction et/ou de la remontée de manteau asthénosphérique durant l'ouverture de la Mer Tyrrhénienne Sud (Beccaluva et al., 1989 ; Locardi, 1988, 1993 ; Locardi et Nicolich, 1988).

Peccerillo et Panza (1999) ont montré que ces provinces sont caractérisées par des structures différentes du système croûte-manteau comme la profondeur du Moho, les

caractéristiques mécaniques de la lithosphère, et la profondeur des séismes. Les limites entre certaines de ces provinces sont très nettes et sont représentées par des failles lithosphériques (ex., la faille Ancona-Anzio, séparant la PMR et la Province d'Ernici-Roccamonfina ; Fig. I-B.2).

Ainsi, le pourtour tyrrhénien apparaît comme une mosaïque de domaines variés caractérisés par une structure distincte du système lithosphère-asthénosphère et par des types de magmas géochimiquement différents.

MAGMATIC PROVINCE (age in Ma)	MAIN MAGMATIC CENTERS AND AGES (in Ma)	MAIN ROCKS TYPES AND VOLCANICS STRUCTURES
TUSCANY (14-0.2)	***Acid intrusions***: Elba (8-6), Montecristo (7), Giglio (5), Campiglia-Gavorrano (5-4). ***Acid volcanics***: San Vincenzo (4.5), Roccastrada (2.5), Amiata (0.3-0.2), Cimini (1.4-1.1), Tolfa (3.8-1.8). ***Mafic centers***: Sisco (14), Capraia (7-3.5), Orciatico and Montecatini val di Cecina (4), Cimini (0.9), Radicofani (1.3), Torre Alfina (0.8).	***Crustal anatectic rocks***: granitoid intrusions, aplites, pegmatites. Monogenic lava flows and domes, and stratovolcanoes (Mt Amiata, Cimini Mts). ***Mafic Rocks***: monogenic extrusive and subvolcanic bodies with potassic and ultrapotassic (*lamproites*) composition; calcalkaline and shoshonitic rocks at Capraia
UMBRIA (0.6-0.3)	San Venanzo (0.3), Cupaello (0.6-0.5), Polino (0.3)	Monogenic pyroclastic centers and lava flows with an ultrapotassic melilitic (*kamafugites*) composition.
ROMAN PROVINCE (0.6-0.2)	Vulsini (0.6-0.15), Vico (0.4-0.1), Sabatini (0.6-0.04), Alban Hills (0.6-0.1)	Large volcanoes formed by potassic (trachybasalt, latite, trachyte) and ultrapotassic (leucite -tephrite, leucitite, phonolite) lavas and pyroclastics.
MONTE ERNICI-ROCCAMONFINA (0.7-0.1)	Ernici: Pofi, Ceccano, Patrica, etc. (0.7-0.1) Roccamonfina (0.6-0.1)	Monogenic cinder cones and lava flows (Ernici), and a stratovolcano with caldera (Roccamonfina) formed by ultrapotassic (leucite-tephrite to phonolite) and potassic (trachybasalt to trachyte) rocks.
CAMPANIA- STROMBOLI (0.8-Present)	Somma-Vesuvius (0.03-1944 AD), Phlegrean Fields (0.05- 1538 AD), Ischia (0.13- 1302 AD), Procida (0.05-0.01), Ventotene, (0.8-0.1), Stromboli (0.2- Present)	Stratovolcanoes with calderas formed by calcalkaline, shoshonitic, potassic (trachybasalts to trachytes) and ultrapotassic (leucite-tephrite to phonolites) rocks.
VULTURE (0.7-0.1)	Vulture, Melfi	Stratovolcano with caldera formed by Na-K rich tephrites, phonolites, foidites with abundant hauyne. Carbonatite (?).
AEOLIAN ARC (1(?)-Present)	Panarea (0.15-0.05), Vulcano (0.12-1888 AD), Lipari (0.2-580 AD), Salina (0.5-0.13), Filicudi (1(?)-0.04), Alicudi (0.06-0.03)	Stratovolcanoes with dominant calcalkaline (basalt-andesite-rhyolite) and shoshonitic compositions.
SICILY (7.5-Present)	Etna (0.5-Present), Iblei (7.5-1.5), Ustica (0.7-0.1), Pantelleria (0.3-0.005), Linosa (1-0.5)	Tholeiitic basalts to Na-alkaline rocks (basanite, hawaiite, trachyte, peralkaline trachyte and rhyolite) forming stratovolcanoes, diatreme, small plateau, etc.
SARDINIA (5.3-0.1)	Capo Ferrato (5), Montiferro (4-2), Orosei-Dorgali (4-2), Monte Arci (~3), Logudoro (3-0.1)	Tholeiitic basalts to Na-alkaline rocks (basanite, hawaiite, trachyte, alkaline trachyte and rhyolite) forming stratovolcanoes, basaltic plateau and monogenic centers.
TYRRHENIAN SEA FLOOR (7-Present)	Magnaghi (3), Marsili (1.7-0), Vavilov, Anchise, Lametini, Palinuro, Pontine Islands (?) (~4-1), etc.	Coexisting intraplate (oceanis tholeiites, Na-transitional and alkaline) and arc (arc-tholeiitic, calcalkaline and shoshonitic) rocks.

Tableau I-B.1 : *Caractéristiques pétrologiques et âges des Provinces Magmatiques Plio-Quaternaires en Italie (Peccerillo, 2003)*

b) Compositions isotopiques

Les roches magmatiques basiques Plio-Quaternaires du pourtour Tyrrhénien définissent une courbe de tendance hyperbolique lisse sur les diagrammes isotopiques Sr-Nd-Pb (ex., Fig. I-B.5). Cette tendance « simple » contraste avec la complexité observée avec les éléments majeurs et en trace (cf. section précédente B-2-a). Il y a une augmentation générale du rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ et une baisse du rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ (et $^{176}Hf/^{177}Hf$, $^{3}He/^{4}He$) du Nord au Sud de l'Italie (Vollmer, 1976 ; Hawkesworth and Vollmer, 1979 ; Tedesco, 1997 ; Conticelli et al., 2002 ; Fig. I-B.5).

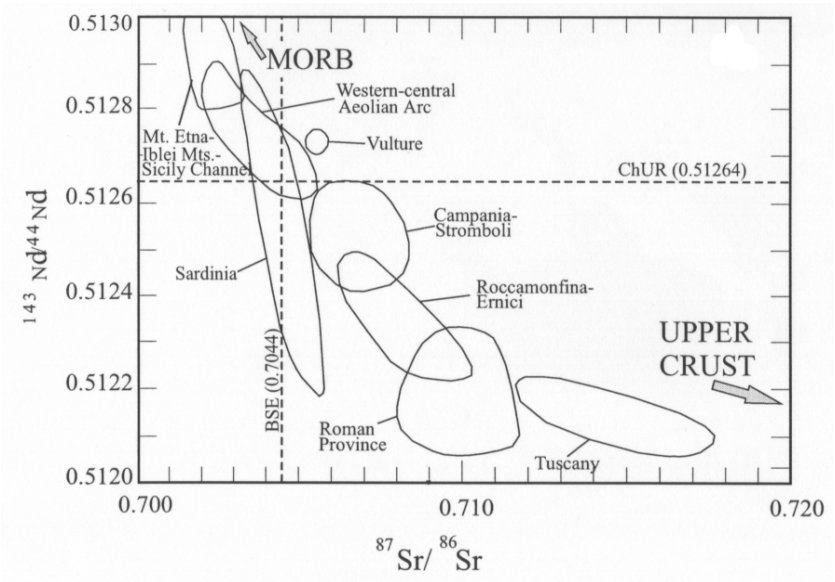


Figure I-B.5 : *Diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ des roches magmatiques basiques d'Italie (Peccerillo et Lustrino, 2005).*

Les roches basiques de Toscane (pour la plupart des coulées de lave et des corps hypoabyssaux lamproïtiques ultrapotassiques à shoshonitiques très primitifs) sont caractérisés par les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ les plus radiogéniques (jusqu'à 0.717) et les rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$ les moins radiogéniques (jusqu'à 0.5121) parmi les roches basiques Plio-Quaternaires de la zone Tyrrhénienne (Fig. I-B.5). Ces valeurs sont proches des valeurs crustales, pourtant les roches dont il est question sont des roches basiques, avec un Mg#[5] (~ 70-75), et des teneurs en Ni (jusqu'à 300-350 ppm) et Cr (jusqu'à 500-700 ppm) proches des valeurs des liquides mantelliques (Frey et al., 1978). Les roches K et HK de la péninsule italienne (ex., PMR, PMC) varient de

[5] $Mg\# = Mg^{2+}/ (Mg^{2+} + Fe^{2+})$

compositions proches des estimations de la Terre solide totale ($^{87}Sr/^{86}Sr$ ~ 0.705 ; $^{143}Nd/^{144}Nd$ ~0.5127) à des compositions enrichies de type crustal (Fig. I-B.5), bien que les valeurs d'isotopes radiogéniques sont moins extrêmes qu'en Toscane ($^{87}Sr/^{86}Sr$ ~ 0.710 ; $^{143}Nd/^{144}Nd$ ~ 0.5120). A l'opposé, toutes les roches volcaniques de Sicile (Mt. Etna et Mts. Eblei), de la Mer Tyrrhénienne Sud (l'île d'Ustica et le mont sous-marin de Prometeo) et du Rift de Sicile (îles de Pantelleria et Linosa), se placent dans le cadrant appauvri des diagrammes isotopiques Sr-Nd ($^{87}Sr/^{86}Sr$ < 0.7039 et $^{143}Nd/^{144}Nd$ > 0.5128 ; Fig. I-B.5). Les roches de Sardaigne, quant à elles, définissent une tendance distincte qui s'écarte légèrement de la tendance générale de la péninsule italienne (Fig. I-B.5).

Les isotopes du Pb montrent une baisse générale des rapports $^{206}Pb/^{204}Pb$ et $^{208}Pb/^{204}Pb$ du Sud au Nord de l'Italie, mais les roches des différentes provinces magmatiques définissent des tendances distinctes qui sont parallèles les unes par rapport aux autres (Fig. I-B.6)

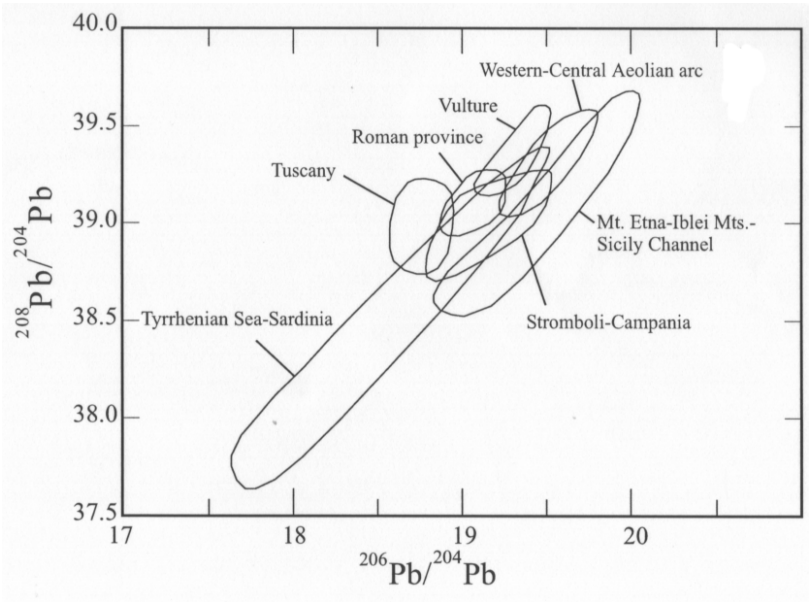


Figure I-B.6 : *Diagramme $^{208}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ des roches magmatiques basiques d'Italie (Peccerillo et Lustrino, 2005).*

La tendance Sr-Nd hyperbolique de la plupart des roches basiques italiennes a été interprétée comme le résultat de l'interaction entre deux compositions mantelliques distinctes, représentées respectivement par les roches de la Toscane et celles du Sud de l'Italie (ex., Hawkesworth et Vollmer, 1979). Cependant, les diagrammes $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs.

$^{206}Pb/^{204}Pb$ et $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Fig. I-B.7) révèlent un scénario bien plus complexe et suggèrent que les signatures des isotopes radiogéniques du magmatisme italien peuvent être interprétées comme résultantes de l'interaction entre quatre pôles (Peccerillo et Lustrino, 2005 ; Fig. I-B.7):

1) Un pôle non radiogénique en Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$ ~0.704), radiogénique en Nd ($^{143}Nd/^{144}Nd$ ~ 0.5130) et en Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb$ ~ 20), proche des pôles mantelliques HIMU (High μ ; Zindler et Hart, 1986) et FOZO (Focus Zone, Hart et al., 1992). Les meilleurs représentants de l'HIMU seraient les roches de l'Etna, des Monts Eblei et de l'île d'Ustica (Fig. I-B.7).

2) Un pôle non radiogénique en Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb$ < 18), en Nd ($^{143}Nd/^{144}Nd$ ~ 0.5122), et moyennement radiogénique en Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$ ~0.706), comparable au pôle EMI (Enriched Mantle I). Les roches ayant cette signature affleurent seulement en Sardaigne (ex., Lustrino et al., 2000 ; Lustrino et Dallai, 2004 ; Fig. I-B.7).

3) Un pôle très radiogénique en Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$ ~0.717), moyennement radiogénique en Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb$ ~ 18.75) et non radiogénique en Nd ($^{143}Nd/^{144}Nd$ ~ 0.5122), représenté par les roches toscanes. Ces compositions se rapprochent de celles du pôle EMII (ex., Hémond et al., 1994), mais montrent des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ beaucoup plus élevés, c'est pourquoi Peccerillo et Lustrino (2005) ont nommé ce pôle « EMIIe », où le « *e* » signifie « *enrichi »* en Sr radiogénique (Fig. I-B.7).

4) Un pôle non radiogénique en Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$ ~0.703), moyennement radiogénique en Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb$ ~ 18-19) et très radiogénique en Nd ($^{143}Nd/^{144}Nd$ ~ 0.5133), similaire au DMM Nord Atlantique (Depleted MORB Mantle). Ce composant est particulièrement présent dans le Rift Sicilien et à l'Est de la Sicile (Fig. I-B.7).

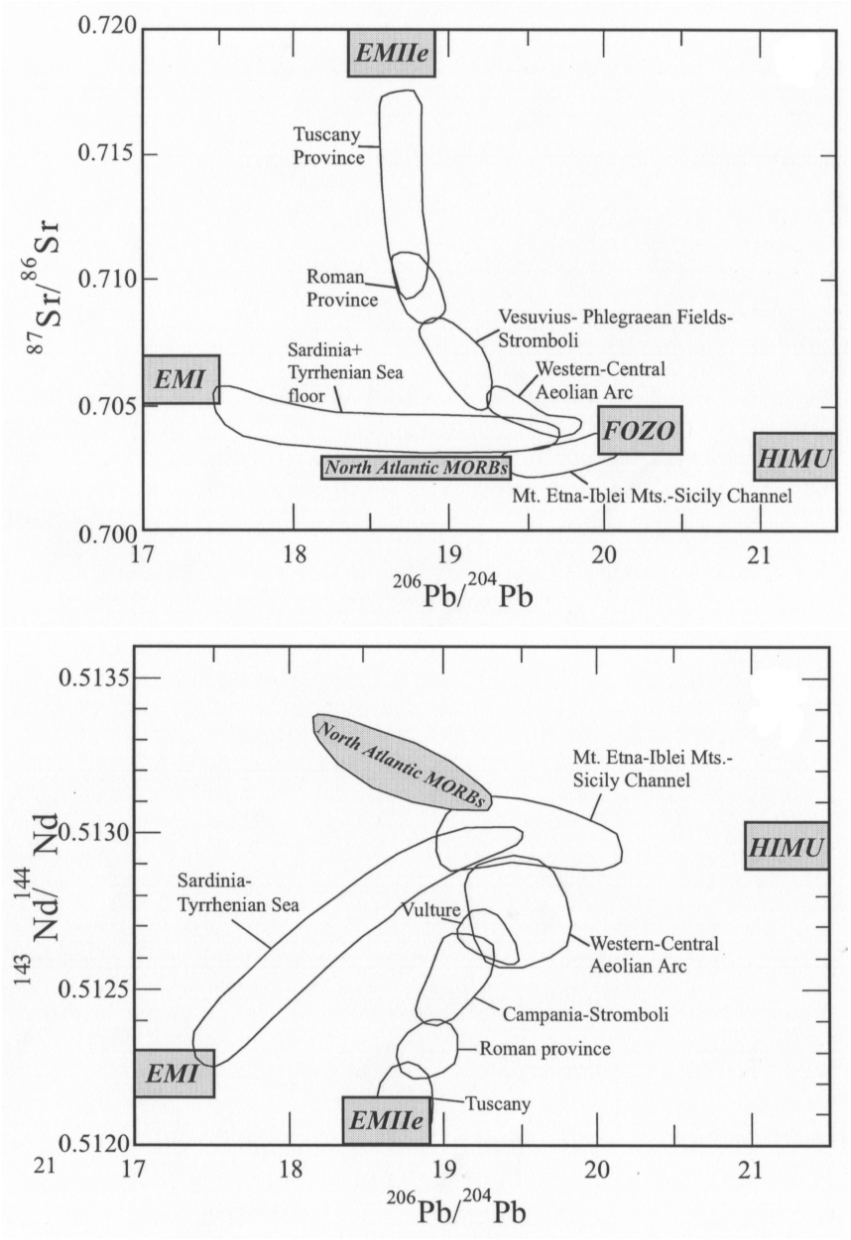


Figure I-B.7 : *Diagrammes $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ des roches magmatiques basiques d'Italie (Peccerillo et Lustrino, 2005).*

c) Contraintes pétrogénétiques

La diversité des caractéristiques pétrologiques du magmatisme italien récent implique une grande variété des compositions du manteau et des processus pétrogénétiques (c'est-à-dire différents degrés de fusion partielle et de pression lors de la fusion, compositions minérales du manteau, pression fluide, etc.…) pour être générés.

Le caractère potassique de la plupart des magmas italiens requiert qu'un minéral riche en potassium, comme la phlogopite, était présent dans le manteau supérieur et fondit pour produire les magmas potassiques. Les teneurs variables en potassium reflèteraient alors la fusion de différentes quantités de phlogopite. Pourtant, la phlogopite n'est pas un minéral typique du manteau et sa présence dans le manteau reflète des anomalies de composition. Ces anomalies peuvent être créées à différentes échelles spatiales par introduction de fluides ou de liquides riches en potassium : le métasomatisme du manteau. La grande quantité de magmas potassiques sur la péninsule Italienne implique donc un métasomatisme mantellique très étendu.

3- Implications géodynamiques

Il est couramment admis que les grandes variations de composition du magmatisme Plio-Quaternaire de la zone Tyrrhénienne reflètent des sources mantelliques hétérogènes. Les aspects les plus débattus sont liés aux processus qui ont généré une si extrême hétérogénéité dans une zone si restreinte spatialement.

Certains auteurs suggèrent un rôle important de panaches mantelliques profonds sous la zone Tyrrhénienne (p. ex. Vollmer, 1976, 1989 ; Bell, 2003, Bell et al., 2004), probablement combinés avec des processus de subduction (Gasperini et al., 2002). D'autres auteurs suggèrent un rôle prédominant de la subduction, qui serait à l'origine des anomalies mantelliques et induirait une remontée mantellique passive et une fusion par décompression dans les zones arrière-arc et le long des failles lithosphériques (p.ex., Peccerillo, 1985 ; Beccaluva et al., 1991 ; Gvirtzman et Nur, 1999).

Les différents modes de génération de l'hétérogénéité de la composition mantellique impliquent des modèles distincts pour la dynamique mantellique et l'évolution géodynamique de la région. La compréhension des processus magmatiques a donc d'importantes implications géodynamiques.

a) Les modèles associés aux panaches

Les courbes de tendances hyperboliques pour les isotopes radiogéniques (Figure I-B.5) le long de la province italienne ont été longtemps interprétées comme reflétant le mélange de deux pôles représentés par un panache mantellique et la croûte supérieure (Vollmer, 1976). Une origine intraplaque associée à un panache a été

successivement proposée par différents auteurs (p.ex., Ayuso et al., 1997 ; Lavecchia et Stoppa, 1996 ; Lavecchia et al., 2003 ; Bell et al., 2004 ;).

Des hypothèses extrêmes suggèrent ainsi que tout le magmatisme italien reflète l'interaction de différents réservoirs de panaches mantelliques (ex., Bell et al., 2003, 2004). Ainsi, dans le modèle de Lavecchia et al. (2003) et celui de Bell et al. (2004), la mise en place d'un panache serait responsable de l'ouverture de la Mer Tyrrhénienne (rifting actif ; Fig. I-B.8a), alors que l'hétérogénéité de composition au sein de ce panache expliquerait la complexité du magmatisme. Durant son ascension, le panache pourrait entraîner une partie du manteau qu'il traverse dont la composition est différente de celle de sa source, créant ainsi une tête de panache isotopiquement hétérogène et chimiquement zonée (Fig. I-B.8b). Pour ces auteurs, nombres de caractéristiques de l'Italie (ex., amincissement lithosphérique considérable, polarité tectonique et magmatique vers l'Est, et métasomatisme du manteau) sont en accord avec une tête de panache asymétrique s'élargissant vers l'Est, piégée dans la zone de transition entre les discontinuités à 670 et 410 km (Fig. I-B.8). L'excès de volume dans l'asthénosphère, généré par l'élargissement de la tête de panache dans la zone de transition, conduirait alors à l'étirement et l'amincissement de la lithosphère sus-jacente. Les forces de poussée du rifting seraient alors responsables de la formation des structures compressives des Apennins-Maghrébides (Fig. I-B.8a).

Certains suggèrent que seules les roches des Monts Etna, Iblei, Ustica (c.a.d. HIMU-FOZO) et de la Sardaigne (c.a.d., EMI ; Fig. I-B.7) dérivent de panaches mantelliques, alors que le reste du magmatisme du pourtour Tyrrhénien représente les mélanges de matériels de type panache et de composants de la croûte supérieure subductée. Gasperini et al. (2002) proposent ainsi l'existence d'une fenêtre dans le slab adriatique qui serait créée par la différence de vitesse de subduction entre la plaque fossile sous la Toscane (1 cm/an, subduction passive) et la plaque plongeante active sous la Sicile (5 cm/an, subduction active), ainsi que par le changement abrupte de la direction de subduction (Fig. I-B.9). Les auteurs appuient la présence de cette fenêtre sur la tomographie (Fig. I-B.10). En effet, un gap NW-SE d'environ 400 km de large dans le matériel à vitesses rapides, représentant la plaque plongeante froide, est visible dans la partie Sud de la péninsule italienne sur les modèles tomographiques haute-résolution de Piromallo et Morelli (2003). Ceci a été récemment confirmé par les modèles de Spakman et Wortel (2004). La Figure I-B.10a montre une zone d'anomalies de vitesse négatives dans les premiers 200-250 km sous les Apennins

Centre-Sud. Les magmas de type panache pourraient donc remonter depuis le manteau inférieur à travers cette fenêtre. La source mantellique du volcanisme basique italien serait alors produite par le mélange vertical de manteau inférieur et supérieur. Le composant crustal, quant à lui, serait probablement acquis lors de l'interaction du manteau advecté à travers la fenêtre avec la partie supérieure de la plaque subductée.

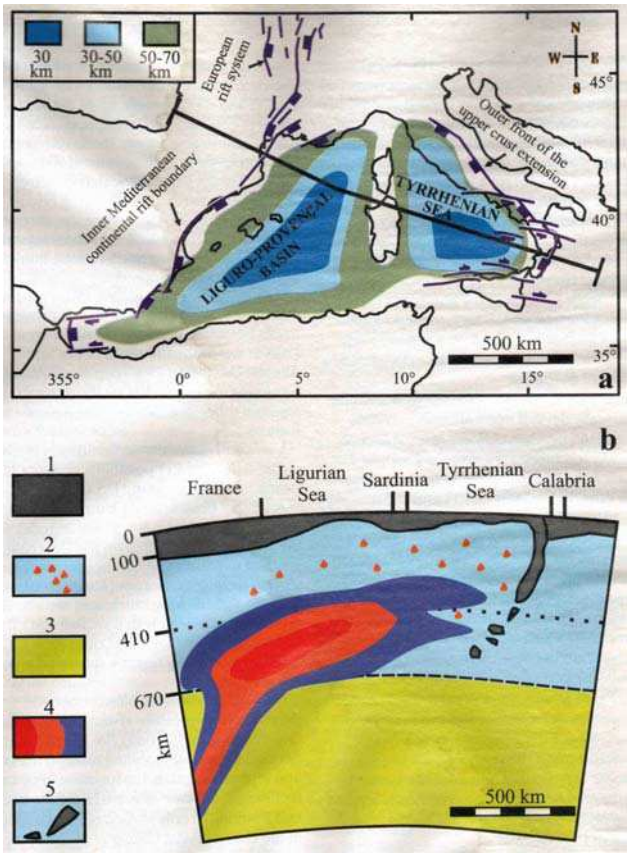


***Figure I-B.8**: **(a)** Epaisseur crustale en Méditerranée et principales structures extensives et décrochantes aux bordures externes de la région affectée par l'extension (Bell et al., 2004). **(b)** Coupe interprétative montrant un panache mantellique dégazé coincé dans la zone de transition ; le trait de coupe est montré sur la figure a. La géométrie du panache est hypothétique, elle est dérivée de la figure 6 dans le papier de Brunet et Yuen (2000) ; sa taille est prédite par Lavecchia et Creati (2004). 1- Lithosphère; 2- Asthénosphère métasomatisée enrichie avec des fluides radiogéniques riches en CO_2 hydroxylique et avec des volatiles venant de la tête du panache; 3- Mésosphère; 4- Panache dégazé et hétérogène (les couleurs marquent la diminution de la densité de l'extérieur vers l'intérieur du plume; et 5- restes de la lithosphère Téthys qui fût subductée vers le Sud-Est durant la phase tectonique Alpine Crétacé-Paléocène sous l'avant-pays adriatique. La géométrie du slab renversé dans la figure b est déduite de la distribution de la sismicité profonde en Calabre.*

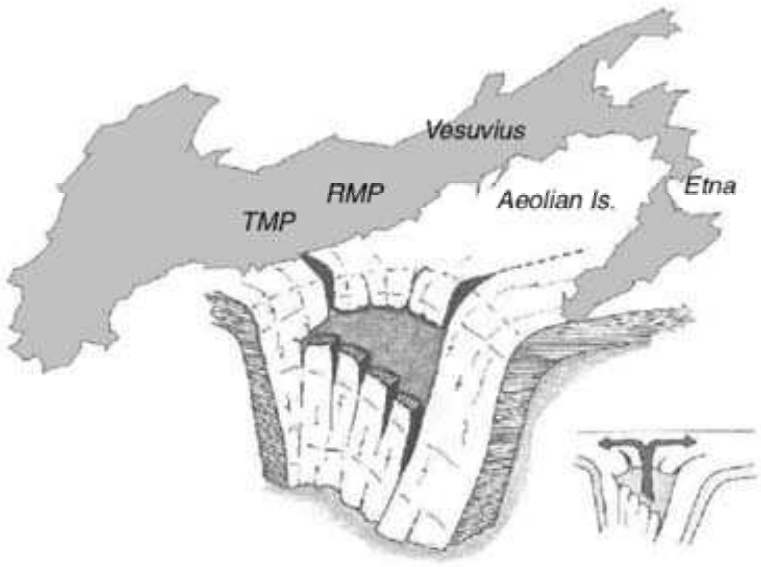


Figure I-B.9 : *Croquis illustrant le modèle de fenêtre asthénosphérique proposé par Gasperini et al. (2002) pour expliquer le magmatisme italien. TMP, Tuscan Magmatic Province ; RMP, Roman Magmatic Province.*

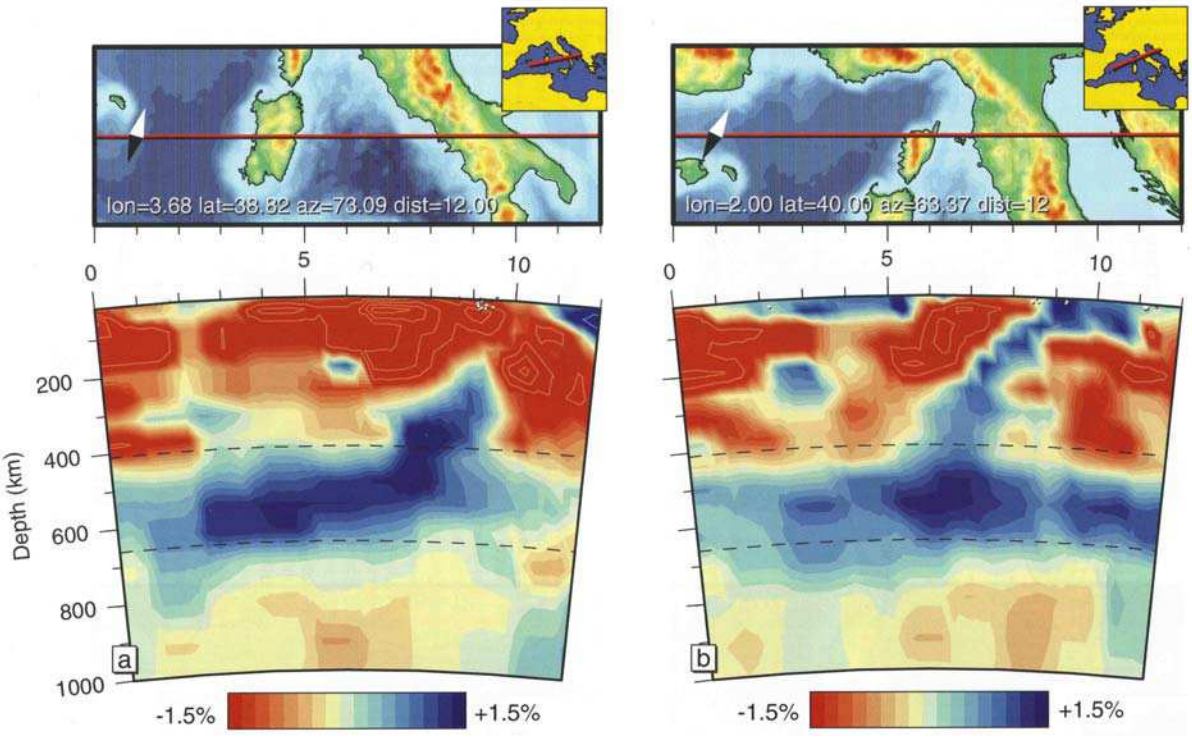


Figure I-B.10 *: Deux profils tomographiques issus du modèle BS2000 à travers les 1000 premiers kilomètres du manteau de la Méditerranée Occidentale (Bijwaard et Spakman, 2000; Spakman et Wortel, 2004).* ***a*** *: Profil à travers les Apennins Sud et le bassin Tyrrhénien ;* ***b*** *: profil à travers les Apennins Nord et le bassin Liguro-Provençal. Notez la différence entre les deux profils : l'anomalie positive représentant le slab se suit jusqu'à la surface dans le profil b, alors que dans le profil a l'anomalie positive est interrompue à ~200 km de profondeur. Pour l'explication des axes, tracés, symboles et codes de couleurs se reporter à la légende de la* ***Figure I-A.8.***

Les preuves évoquées en faveur de l'hypothèse du panache mantellique prennent en compte les considérations géochimiques et géophysiques suivantes :

1. Les courbes de tendances des isotopes du Sr, du Nd, et du Pb connectant des réservoirs mantelliques. HIMU, FOZO, EMI et EMIIe (Peccerillo et Lustrino, 2005) représentent des composants de panaches mantelliques. Les compositions isotopiques en Sr très élevées du réservoir EMIIe requièrent l'existence d'un manteau à fort rapport Rb/Sr qui aurait évolué depuis au moins 2 Ga avant de fondre pour générer des magmas potassiques (Hawkesworth et Vollmer, 1979 ; Bell, 2002 ; Castorina et al., 2002). Ceci ne peut pas se produire dans le manteau peu profond où il aurait fondu durant l'évolution complexe de la Mer Tyrrhénienne.

2. Les roches volcaniques italiennes montrent une corrélation positive du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ par rapport au rapport Rb/Sr (Fig. I-B.11). Si on l'interprète comme une isochrone, une telle corrélation vise à un enrichissement d'environ 2 Ga (Hawkesworth et Vollmer, 1979 ; Castorina et al., 2000).

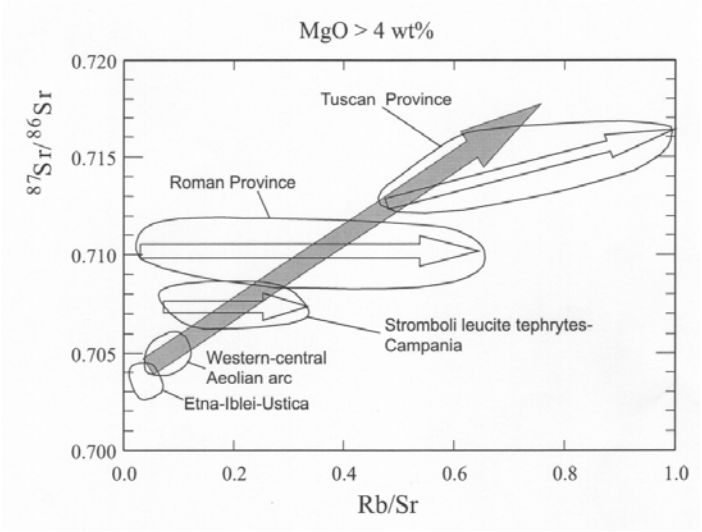


Figure I-B.11 : *Diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. Rb/Sr représentant les roches basiques d'Italie Centrale et Sud (Peccerillo et Lustrino, 2005).*

3. Les compositions isotopiques de certaines roches volcaniques italiennes (p.ex. Mt Etna, Mts Eblei) sont très semblables à d'autres roches tholéiitiques et alcalino-sodique d'Europe Occidentale et Centrale, ce qui révèle un vaste Réservoir Asthénosphérique Européen (RAE), représentant, d'après Granet et al. (1995), la tête d'un panache. En particulier, l'affinité HIMU serait une preuve d'une origine

mantellique de type panache, comparablement au HIMU des OIB comme les îles des Canaries (ex., Abratis et al., 2002), Mangaia-Tubuai-Rurutu (Polynésie française ; Chauvel et al., 1997) et St Helena (Océan Atlantique Central ; Chaffey et al., 1989).

4. Le caractère ultrapotassique d'une grande partie du magmatisme Plio-Quaternaire Italien est typique de contextes tels que la province magmatique de Virunga-Toro-Ankole (branche Ouest du Rift Est Africain ; Lloyd et al., 1991), classiquement connue pour s'être développée au-dessus de panaches mantelliques (Stoppa et Lavecchia, 1992 ; Lavecchia et Stoppa, 1996).

5. Les roches pyroclastiques riches en carbonates d'Italie centrale représentent un magma carbonatitique, un « précurseur » présumé des panaches mantelliques (Rosatelli et al., 2000 ; Stoppa et al., 2003).

6. Les études tomographiques sous l'Europe et les zones du pourtour Méditerranéen montrent l'existence de zones à faibles vitesses interprétées comme des têtes de panaches mantelliques et/ou des conduits à au moins 250 km de profondeur (Hoernle et al., 1995 ; Granet et al., 1995 ; Sobolev et al., 1997 ; Ritter et al., 2001 ; Wilson et Patterson, 2001).

Les objections à ces arguments peuvent être résumées comme ce qui suit :

1. Les arguments évoqués en faveur de l'existence de panaches mantelliques sont basés sur le concept que les compositions géochimiques des pôles mantelliques peuvent être liées à des environnements géologiques et des contextes tectoniques spécifiques. HIMU, FOZO, EMI et EMIIe sont tous associés au recyclage de matériel crustal dans le manteau (Cordery et al., 1997 ; Yaxley, 2000 ; Tatsumi, 2000 ; Kogiso et al., 2003 ; Lustrino et Dallai, 2004). Cependant, l'âge et la composition du matériel subducté, ainsi que le timing de la contamination du manteau peuvent énormément varier. Ainsi, HIMU, FOZO, EMI et EMIIe ne représentent pas nécessairement des réservoirs préservés depuis longtemps dans le manteau profond et successivement mis en place sous forme de panaches actifs (voir Meibom and Anderson, 2003). Il semble que ce soit le cas pour le pôle EMIIe du volcanisme italien. Il faut également noter que dans la zone-type évoquée pour les basaltes HIMU, EMI et EMII (Polynésie, Pacifique Sud), les données géochimiques, géochronologiques et géophysiques (McNutt et al., 1997 ; Lassiter et al., 2003) ne concordent pas avec la théorie du

panache, mais s'expliquent plus aisément par un fort contrôle lithosphérique sur les processus pétrogénétiques.

2. La corrélation positive générale du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ versus Rb/Sr (Fig. I-B.11) est observée seulement si tout le magmatisme italien est pris en compte (flèche grise, Fig. I-B.11). Lorsque les différentes provinces magmatiques sont observées séparément, la corrélation devient plate (flèches blanches). Pour expliquer cela, Peccerillo (2002) suggère que de jeunes et distincts évènements métasomatiques ont affecté les différentes régions.

3. On peut trouver des roches de type HIMU dans des contextes tectoniques qui ne montrent aucune existence de panache mantellique actif (c.a.d. un bombement avant l'arrivée du magmatisme, un grand volume de magmas éruptés, une température élevée à la limite lithosphère/asthénosphère ; voir Ziegler et Cloetingh, 2003). Par exemple, le volcanisme Miocène à Actuel dans le Nord-Est de l'Arabie (Harrat Ash Shaam, Jordan ; Shaw et al., 2003) montre des compositions en éléments majeurs, traces, et des compositions isotopiques en Sr-Nd-Pb typiques de basaltes de type HIMU, mais ce volcanisme a été associé à une simple décompression mantellique dans un système de rift continental (le rift de la Mer Morte). Le Mt Etna est mis en place le long de la faille transformante Tindari-Letojanni (Fig. I-B.2), le long de laquelle les îles éoliennes de Lipari et Vulcano sont alignées. Cela suggère que la décompression du manteau le long de failles distensives est le mécanisme déclenchant le magmatisme, mais la composition des liquides change en fonction de la nature du manteau sus-jacent (Peccerillo et Lustrino, 2005). Ainsi, si d'un côté la présence étendue des compositions HIMU en Mer Tyrrhénienne et en Europe favorise l'hypothèse d'un grand réservoir homogène, leur restriction le long des discontinuités lithosphériques favorise un fort contrôle lithosphérique dans la genèse et la mise en place de ces magmas plutôt que des panaches mantelliques profonds.

4. Les roches ultrapotassiques italiennes ont des spectres de distribution d'éléments incompatibles qui sont totalement différentes de ceux des roches volcaniques de l'Est de l'Afrique (ex., Virunga district ; Figure I-B.12). Ces dernières montrent un enrichissement en Ta et en Nb, et un appauvrissement en Rb, Cs, Th et d'autres LILE ; alors que les roches potassiques d'Italie montrent un fort enrichissement en LILE et un appauvrissement en HFSE (Figure I-B.12). Cela suggère une genèse et une signification tectonique différentes pour les roches ultrapotassiques d'Italie et d'Afrique.

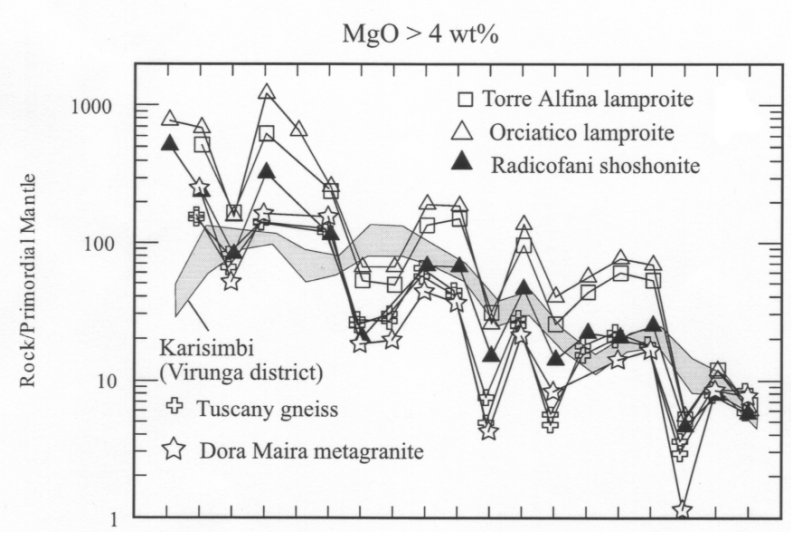


Figure I-B.12 : *Diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif de roches basiques Plio-Quaternaires représentatives d'Italie, comparées aux roches ultrapotassiques de l'Afrique de l'Est (Virunga district ; Rogers et al., 1992), aux métagranites de Dora Maria (composition moyenne d'après Cadoppi, 1990) et aux gneiss de Toscane (Conticelli, 1998).*

5. Les roches riches en carbonates d'Italie centrale (district ultra-alcalin d'Umbria-Abruzzi ; Fig. I-B.2) représenteraient des magmas ultrapotassiques auxquels du matériel carbonaté, provenant des roches sédimentaires carbonatées encaissantes, aurait été ajouté (ex., Peccerillo, 1998). Cela est démontré, entre autres, par la composition géochimiquement inerte de la fraction carbonatée, par des $\delta^{18}O$ élevés de la calcite (autour de +20‰ à +25‰ ; voir discussion dans Peccerillo, 1998) et par les teneurs élevées en MgO des olivines (jusqu'à 99% de Fo ; ex., Rosatelli et al., 2000) dans les roches riches en carbonates. Certaines des roches les plus particulières du district ultra-alcalin d'Umbria (mélilitites à wollastonite-leucite de Colle Fabri et Ricetto) ont été reconsidérées comme le résultat de la fusion, dévolatilisation et recristallisation de sédiments marneux (Melluso et al., 2003).

6. Les anomalies de vitesse V_P et V_S et les anomalies thermiques peuvent être aussi liées à l'hétérogénéité de composition du manteau (ex., Deschamps et Trampert, 2003 ; Lee, 2003). Les modèles tomographiques sont fortement dépendants de la référence choisie pour la structure du manteau (ex., Ritsema et Allen, 2003). Selon les hypothèses de départ utilisées dans ces modèles, certaines anomalies (comme des têtes de panache mantellique, ou des conduits) apparaissent ou disparaissent (ex., Silveira et Stutzmann, 2002 ; Ritsema et Allen, 2003).

7. La Mer Tyrrhénienne (la cible de l'ascension du panache mantellique supposé) montre plusieurs caractéristiques en désaccord avec l'hypothèse du panache. Par exemple, l'absence de magmatisme vraiment abondant en Mer Tyrrhénienne et la forte profondeur (~ 3700m max.) de ce jeune (< 7 Ma) bassin. Ces caractères vont en défaveur d'un mécanisme actif de remontée asthénosphérique qui devrait générer un soulèvement, ou bien une subsidence régionale modérée.

8. Le fort régionalisme dans la distribution des types de magmas suggère un lien génétique entre les roches volcaniques et la lithosphère de chaque province (ex., Peccerillo et Panza, 1999). Le lien entre les compositions des magmas et la structure lithosphérique est difficile à expliquer si le rôle principal dans la genèse du magma est attribué à un panache mantellique profond.

En conclusion, la présence de panaches mantelliques profonds ascendants sous la Mer Tyrrhénienne n'est pas complètement soutenue par les données géochimiques, structurales et géophysiques. Par conséquent, d'autres modèles alternatifs doivent être proposés pour expliquer les caractéristiques pétrologiques et structurales de cette région.

b) Modèles liés à l'hétérogénéité du manteau supérieur

Introduction

L'extrême diversité magmatique des roches volcaniques Plio-Quaternaires du pourtour Tyrrhénien est probablement l'héritage de l'évolution géodynamique complexe de la région méditerranéenne qui a subi de nombreux cycles de Wilson dans les derniers 300 Ma (c.f., Chapitre I-A, Annexe A). Notamment, la résorption du Paléo-Téthys au cours du Paléozoïque et la collision continentale qui s'en suivit, ont généré une grande contamination mantellique et un magmatisme lié à la subduction. La naissance du Néo-Téthys puis du Téthys Alpin au Paléozoïque supérieur - Mésozoïque inférieur généra une fusion mantellique intense et l'extraction de magmas basaltiques qui formèrent la nouvelle croûte océanique durant la dislocation de la Pangée (Annexe A). L'ouverture de l'Océan Atlantique Sud provoqua de nouvelles

contraintes compressives dans le Nord du Gondwana, avec la subduction de la croûte océanique nouvellement formée jusqu'à l'Oligocène. Cependant, des données pétrologiques sur certaines roches alpines comme le massif de Dora Maira indiquent que de la croûte continentale fut également subductée durant les dernières phases de la collision continentale.

Ainsi, le manteau a vraisemblablement été contaminé par de la croûte continentale supérieur durant la collision continentale entre l'Afrique et l'Europe.

Enfin, l'évolution post-Oligocène de la zone tyrrhénienne est marquée par la subduction et le roll-back de la lithosphère océanique de la Mer Ionienne (Chapitre I-A). Ces processus générèrent une grande variété de magmas exposée dans la section A-2 de ce Chapitre I.

L'histoire de l'évolution de la région Tyrrhénienne résumée ci-dessus implique que le manteau supérieur sous cette zone a été soumis à plusieurs épisodes de fusion, d'extraction de liquides basaltiques, et de contamination par un grand nombre de matériaux liés à la subduction. Cela a probablement créée de fortes hétérogénéités dans le manteau supérieur. Peccerillo et Lustrino (2004), par exemple, estiment donc que la grande variation de composition du magmatisme italien est la conséquence évidente de cette évolution complexe et ne nécessite pas de processus impliquant le manteau profond. D'après ces auteurs, il est plus probable que le manteau sub-continental du pourtour Tyrrhénien (et du pourtour Méditerranéen en général) soit une région fortement hétérogène, avec des secteurs enrichis et d'autres appauvris, distribués et dispersés de manière variable. Les régions enrichies seraient les conséquences de recyclages crustaux via les zones de subduction et les processus de détachements, alors que l'extraction de liquides basaltiques serait à l'origine des zones appauvries. Dans ce cas, le modèle récemment proposé par Meibom et Anderson (2003), le « Statistical Upper Mantle Assemblage » (SUMA), serait satisfaisant pour expliquer la géochimie du manteau supérieur du pourtour Tyrrhénien.

Arguments en faveur de processus peu profonds

Les preuves pétrologiques et géochimiques évoquées en faveur de processus peu profonds, essentiellement liés à la subduction et à la remontée passive de manteau, sont les suivants :

- Les roches magmatiques de l'arc Eolien et de la péninsule Italienne montrent des signatures géochimiques comme de fortes teneurs en LILE et HFSE typiques des roches liées à la subduction.
- La polarité de l'âge des roches liées à la subduction, du volcanisme Oligo-Miocène de Sardaigne vers l'arc Eolien actif, s'accorde très bien avec l'hypothèse de la migration Sud-Est du système arc-fosse.
- Les signatures isotopiques et les spectres d'éléments en trace des roches ultrapotassiques italiennes ressemblent fortement à la croûte supérieure (Peccerillo, 1999 ; cf. gneiss de Toscane, Fig. I-B.12).
- Les tendances $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. Rb/Sr pour chaque province (p. ex., la PMR) sont plates ou légèrement inclinées (Fig. I-B.11), indiquant des phénomènes de contamination récents pour les sources mantelliques de chaque province. Une contamination mantellique récente a été suggérée pour le volcan Vico dans la PMR d'après les déséquilibres U/Th (Villemant et Flehoc, 1989).
- Les roches ayant des compositions de type OIB sont, soit en position arrière-arc (p.ex. Sardaigne), soit le long de failles transformantes (p. ex. l'Etna). Or, ces deux structures sont liées à des processus de subduction.

Origine des compositions EMIIe, EMI et HIMU

Un scénario impliquant le manteau supérieur pour le magmatisme Tyrrhénien requiert une explication pour les diverses compositions extrêmes dans cette zone, particulièrement, EMIIe, EMI, et HIMU-FOZO.

- ***Le pôle EMIIe***, dont les meilleurs représentants sont les lamproïtes ultrapotassiques de Toscane, montre la preuve la plus évidente de la participation de roches de la croûte supérieure dans la contamination du manteau de la zone Tyrrhénienne (ex., Lustrino et Peccerillo, 2005). Les lamproïtes de Toscane affichent des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ très élevés et des

$^{143}Nd/^{144}Nd$ bas, ainsi que des spectres d'éléments incompatibles comparables à ceux des granites et des gneiss (Fig. I-B.12). Cependant, ils montrent également des Mg# et des teneurs en Cr et Ni élevés qui indiquent peu d'évolution durant l'ascension vers la surface. D'après Peccerillo (2002), la seule possibilité pour expliquer les signatures à la fois mantellique et crustale dans ces roches est d'envisager une contamination crustale en profondeur, et pas une contamination des liquides basiques lors de leur remontée vers la surface. Les modalités d'interaction des roches crustales (granites et métapélites) peuvent être uniquement liées aux processus de subduction. Bien que l'âge de la contamination du manteau soit difficile à démontrer, d'après Peccerillo et Lustrino (2005), elle est intervenue assez récemment, probablement durant les derniers stades de la résorption de l'océan Liguro-Piémontais. Comme cela a été évoqué précédemment, le manteau supérieur a été probablement contaminé par l'introduction de croûte supérieure durant la collision continentale Oligocène. De plus, la similitude entre les spectres d'éléments incompatibles des lamproïtes de Toscane et des roches de la croûte supérieure, incluant les métagranites de Dora Maira (Fig. I-B.12), indique que la totalité de la croûte supérieure fût ajoutée au manteau et que le fractionnement inter-éléments fût minime durant la contamination et l'évolution de la source mantellique du magma lamproïtique qui suivit. Cette hypothèse va à l'encontre de celle impliquant une longue histoire de recyclage de matériel crustal dans le manteau profond. En d'autres termes, d'après Peccerillo et Lustrino (2005), pour conserver la signature en éléments en trace de la croûte supérieure, il faut peu ou pas de modification du réservoir, ce qui est impossible si on envisage un recyclage dans le manteau durant des milliards d'années. Les compositions isotopiques en Pb des lamproïtes toscans soulèvent cependant certains problèmes. Les valeurs isotopiques du Pb des roches crustales italiennes et du massif de Dora Maira (Tilton, et al., 1989 ; Rottura et al., 1991) sont variables, et certaines valeurs sont proches de celles des lamproïtes. Néanmoins, ces dernières ont des compositions légèrement moins radiogéniques que la plupart des roches crustales italiennes. Des estimations récentes de la croûte supérieure obtenues par l'analyse de turbidites profondes (Hemming et McLennan, 2001) et des sédiments de rivière actuels (Amserom et Jacobsen, 1993 ; Millot et al., 2004) ont donné des valeurs de $^{206}Pb/^{204}Pb$ de

18.93-19.32, $^{207}Pb/^{204}Pb$ de 15.71-15.78, et $^{208}Pb/^{204}Pb$ de 39.03-39.58. Là encore, ces valeurs sont proches de celles des lamproïtes, mais sont quelque peu plus radiogéniques. Les rapports isotopiques du Pb les moins radiogéniques des lamproïtes pourraient refléter la participation de croûte inférieure lors de la contamination mantellique. On pense que la croûte inférieure est le seul endroit où des valeurs extrêmement basses de $^{238}U/^{204}Pb$ et $^{206}Pb/^{204}Pb$ pourraient se développer suite aux réactions métamorphiques induisant une libération préférentielle d'U par rapport au Pb qui est moins mobile (*voir Discussion dans Lustrino et Dallai, 2004*).

- ***L'origine du pôle EMI*** est l'un des sujets de la géochimie isotopique moderne et de la pétrologie magmatique les plus intrigants et toujours irrésolu. Les basaltes de type EMI (au sens large) les plus extrêmes ne sont pas radiogéniques en ^{206}Pb ($Pb/^{204}Pb < 17$), en Nd ($^{143}Nd/^{144}Nd \sim 0.5121$), et en Hf ($^{176}Hf/^{177}Hf \sim 0.2826$), légèrement radiogéniques en Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0.706$), en Os ($^{187}Os/^{188}Os \sim 0.135$-$0.145$), et très radiogéniques en ^{207}Pb ($^{207}Pb/^{204}Pb > 0.85$) et en ^{208}Pb ($^{208}Pb/^{204}Pb > 2.08$; Lustrino et Dallai, 2004). Les compositions en éléments en trace incompatibles des basaltes EMI sont extrêmement variables ; les rapports inter-éléments varient donc beaucoup (ex : Ba/Nb = 3-47, Ce/Pb = 1.2-24.6, Nb/U = 10.5-71.8, Sr/Nd = 6.2-36.4, et Eu/Eu* = 0.83-1.25 ; Lustrino et Dallai, 2004).

  Les compositions isotopiques des basaltes EMI ont été interprétées comme résultantes du mélange entre une source mantellique de type DMM et des composants crustaux tels que des sédiments pélagiques et/ou terrigènes, des anciens plateaux océaniques, de la croûte océanique, de la croûte continentale inférieure ou du manteau lithosphérique sub-continental (voir Discussion dans *Lustrino et Dallai, 2004*). Cependant, il est peu probable que la variabilité des éléments en trace incompatibles des basaltes EMI soit liée à un seul type de processus d'enrichissement et suggère des réservoirs hétérogènes.

  Les basaltes de type EMI de la Mer Tyrrhénienne n'affleurent qu'en Sardaigne (Fig. I-B.7). Cette zone a été le site d'un magmatisme orogénique intense durant l'Hercynien, et a été affecté par un fort raccourcissement et épaississement crustal durant la collision. Lustrino (2000a, b) a suggéré qu'une nouvelle croûte inférieure basique dense s'est formée durant le stade de collision de l'orogénèse hercynienne. Elle se détacha de la croûte supérieure et

fondît, et généra des liquides acides qui ont contaminé le manteau lithosphérique DMM (Fig. I-B.13). Les liquides enrichis formèrent, soit de petits volumes (poches ou veines dans un manteau lherzolitique), ou, des portions riches en orthopyroxène (formées par interaction des liquides riche en silice avec l'olivine du manteau) dans le manteau lithosphérique (Lustrino et al., 2004). Donc, la composition EMI en Sardaigne pourrait dériver de processus métasomatiques qui auraient eu lieu lors du détachement post-collision et de la fusion de la croûte inférieure Hercynienne, et de la contamination lithosphérique par des liquide crustaux (Fig. I-B.13 ; Lustrino, 2000b).

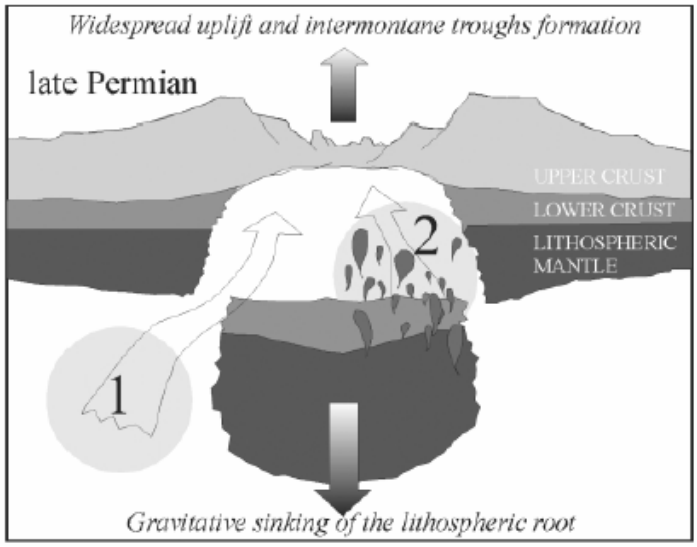


Figure I-B.13: *Délamination, détachement et enfoncement gravitaire de la racine lithosphérique surépaissie de la Sardaigne durant la fin de l'orogénèse hercynienne (Lustrino et al., 2004). 1 = Future source des produits volcaniques avec des signatures géochimiques intraplaques ; 2 = Future source de la majorité des roches volcaniques Plio-Quaternaires de la Sardaigne (groupe UPV, Unradiogenic Pb Volcanics ; Lustrino et al., 2000), avec des signatures de croûte inférieure et lithosphériques (Lustrino, 2000b).*

- ***Le pôle HIMU-FOZO*** est aussi difficile à expliquer. Presque toutes les roches magmatiques Cénozoïques « anorogéniques » (ou intraplaques) du pourtour Méditerranéen (avec une affinité tholéiitique et alcalino-sodique) montrent des caractéristiques isotopiques en Sr-Nd-Pb de type HIMU plus ou moins fortes et uniformes. Cela pourrait être attribué à la présence de panaches mantelliques profondément enracinés (Granet et al., 1995 ; Wilson et Bianchini, 1999), mais cela pourrait aussi tout simplement représenter une

couche asthénosphérique relativement homogénéisée à la base de la lithosphère, comme cela a été suggéré par Wilson et Downes (1991).

Conclusions

Le volcanisme Plio-Quaternaire en Italie montre de fortes variations de composition qui révèlent des compositions hétérogènes et des processus d'évolution complexe des sources mantelliques. Des signatures de type subduction et intraplaques coexistent. Ces complexités sont l'héritage de l'évolution géodynamique du pourtour Tyrrhénien (et, plus généralement, du pourtour Méditerranéen, Chapitre I-A), qui a subi de nombreux cycles de Wilson durant les 300 derniers Ma. Ainsi, la zone occupée à présent par la Méditerranée (et, en particulier, par la Mer Tyrrhénienne) a souffert de multiples appauvrissements du manteau (lors de la production de croûte océanique), et enrichissements (recyclage de matériel crustal le long des zones de subduction ; délamination et détachement de la base, plus dense, de la lithosphère après la compression continent-continent) dont les effets sont révélés par une extrême diversité de composition de l'activité magmatique. Les processus de subduction les plus récents de la plaque Adriatico-Ionienne ont laissé les effets les plus marquants qui se retrouvent dans le volcanisme calco-alcalin à potassique de la péninsule italienne, l'arc Eolien, et les monts sous-marins tyrrhéniens. D'après Peccerillo (1999, 2002), la grande quantité de roches potassiques requiert des épisodes de métasomatisme considérables et répétés (Fig. I-B.14). Les compositions EMIIe sont liées à l'introduction de croûte supérieure dans le manteau durant la phase Eo-Alpine (pré-Oligocène ; Fig. I-B.14, stade 1). La modification, probablement d'âge Hercynien (Permo-Carbonifère) des sources lithosphériques pourrait être responsable des signatures géochimiques particulières EMI de beaucoup de roches Plio-Quaternaires de Sardaigne (Fig. I-B.13 ; Lustrino et al., 2004). Les autres compositions mantelliques dans la région telles que HIMU et FOZO pourraient être liées à un panache mantellique, mais d'après Peccerillo et Lustrino (2005) représenteraient plutôt un manteau asthénosphérique supérieur ayant des compositions isotopiques comparables sur tout le pourtour Méditerranéen.

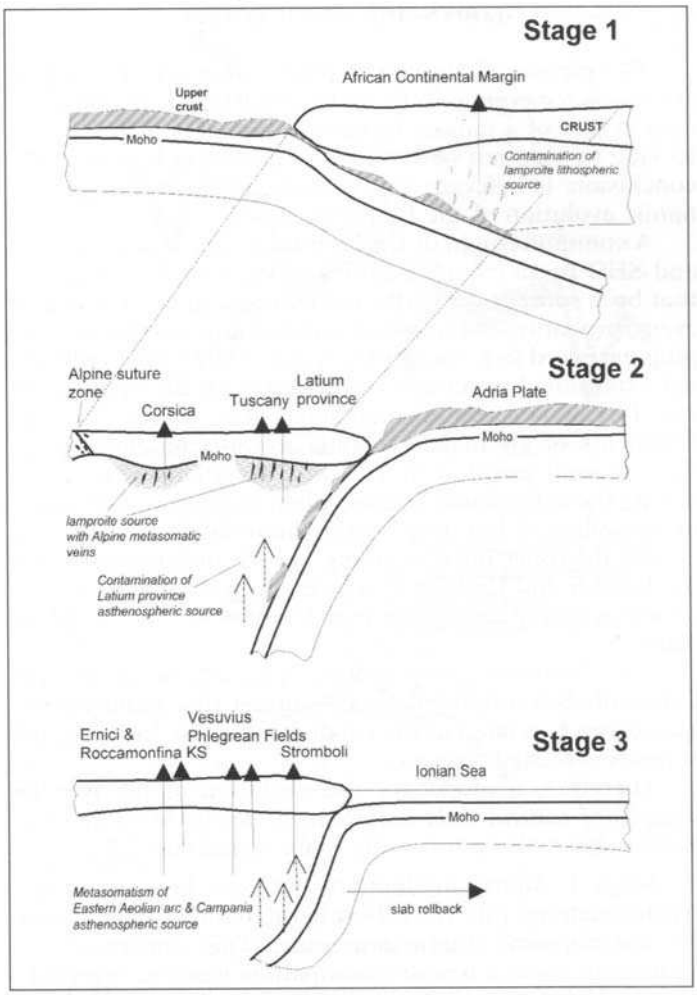
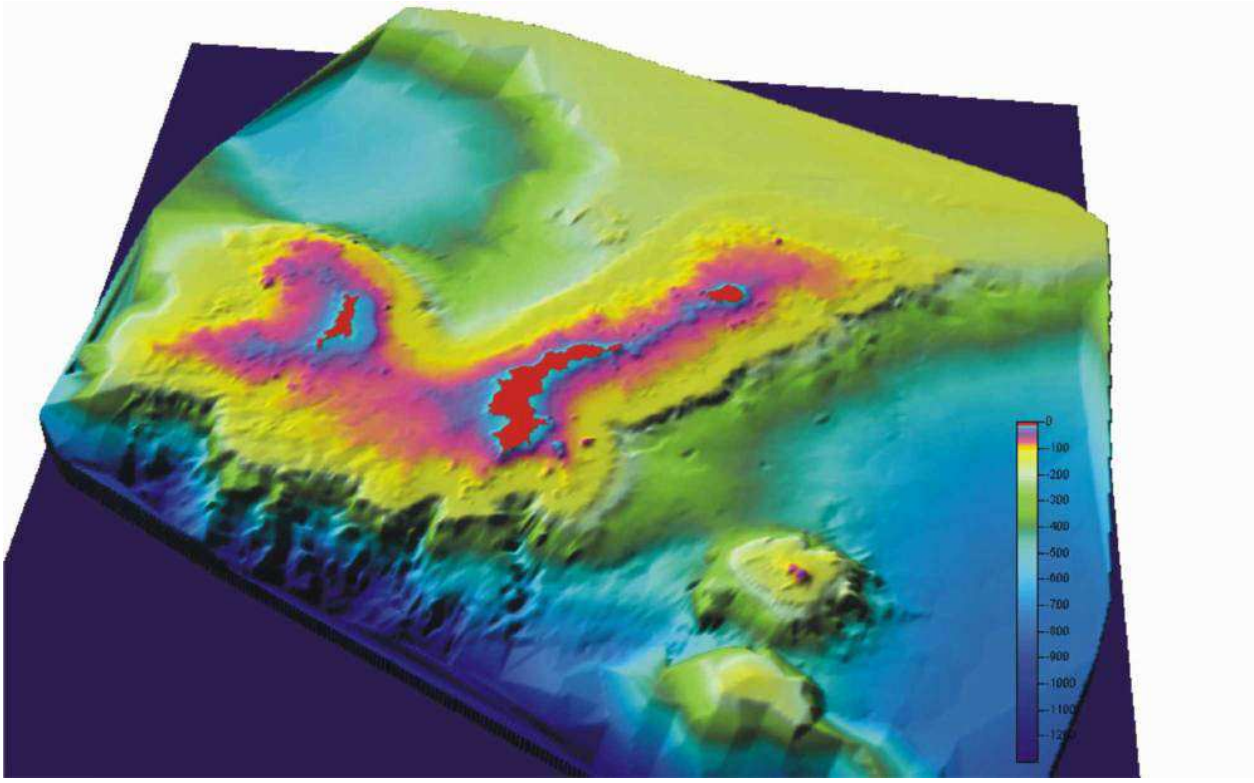


Figure I-B.14: *Modèle schématique d'évolution des sources mantelliques du magmatisme italien, impliquant trois épisodes de métasomatisme du manteau supérieur (Peccerillo, 2002).*
<u>Stade 1</u> : Introduction de croûte supérieure dans le manteau lithosphérique au dessus de la zone de subduction Alpine plongeant vers l'Est. Ceci généra un métasomatisme du manteau mais peu ou pas de fusion dans les Alpes Occidentales et la Toscane.
<u>Stade 2</u> : Extension arrière-arc en arrière de la plaque adriatique plongeant vers l'Ouest créant un boudinage et la fusion du manteau lithosphérique Alpin précédemment modifié (stade 1). Ceci généra les lamproïtes toscans et les shoshonites ; l'introduction tardive de matériel de croûte supérieure (marnes ?) dans l'asthénosphère au Sud de la PMT produisit un nouveau type de manteau métasomatisé dont la fusion a donné les provinces Romaine et d'Umbria.
<u>Stade 3</u> : La subduction de la plaque Ionienne généra un métasomatisme sous l'Arc Eolien oriental, la région campanienne et probablement sous la province d'Ernici-Roccamonfina. Dans cette dernière zone, ce dernier stade de métasomatisme superposé à celui du stade 2, généra une zonation verticale du manteau supérieur dont la fusion donna les magmas potassiques et ultrapotassiques.

CHAPITRE II

ETUDE DES ILES OCCIDENTALES DE L'ARCHIPEL DES PONTINES
(Golfe de Gaeta)

A- Introduction



Les îles volcaniques de l'archipel des Pontines (Golf de Gaeta ; Fig. II-A.1 et 2) ont toujours été énigmatiques. A ce jour, elles n'ont été reliées à aucune province magmatique connue (cf. Chapitre I- B.). En fait, elles ont été très peu étudiées et pourtant elles se situent dans une zone clé de la Mer Tyrrhénienne, à l'intersection entre deux discontinuités lithosphériques majeures (Fig. II-A.1):

1) Le parallèle 41°N (« 41 Parallel Line »), un système de failles E-W décrochantes, caractérisée par de fortes anomalies magnétiques et gravimétriques (Bruno et al., 2000, et références incluses). Cette discontinuité se serait formée en réponse aux différentes vitesses d'ouverture de la Mer Tyrrhénienne Nord et Sud (Fig. II-A.1 ; Lavecchia, 1988 ; Boccaletti et al., 1990 ; Patacca et al., 1990, Oldow et al., 1993). En effet, le bassin Tyrrhénien Nord a subi une extension modérée (environ 1.3 cm/an), alors que dans le bassin Sud, la lithosphère a été significativement amincie (4.8 cm/an), aboutissant par endroits à l'accrétion de croûte océanique (Civetta et al., 1978 ; Savelli, 1988 ; Patacca et Scandone, 1989 ; Serri, 1990 ; et Chapitre I-A.3).

2) Et la faille décrochante dextre ~NE-SW d'âge Pliocène Supérieur d'Ortona-Roccamonfina (ORL ; Fig. II-A.1 ; Patacca et al., 1990 ; Bruno et al., 2000). Elle représente la limite actuelle entre les Apennins Centre et Sud caractérisés par des styles différents de déformation, et sépare aussi les Provinces Magmatiques de « Ernici-Roccamonfina » et Campanienne (Fig. I-B.2).

De plus, les îles Pontine sont situées à la bordure du plateau continental Tyrrhénien sur une marge encore en extension (Fig. II-A.2). Leur évolution est donc directement liée à l'histoire de la Mer Tyrrhénienne.

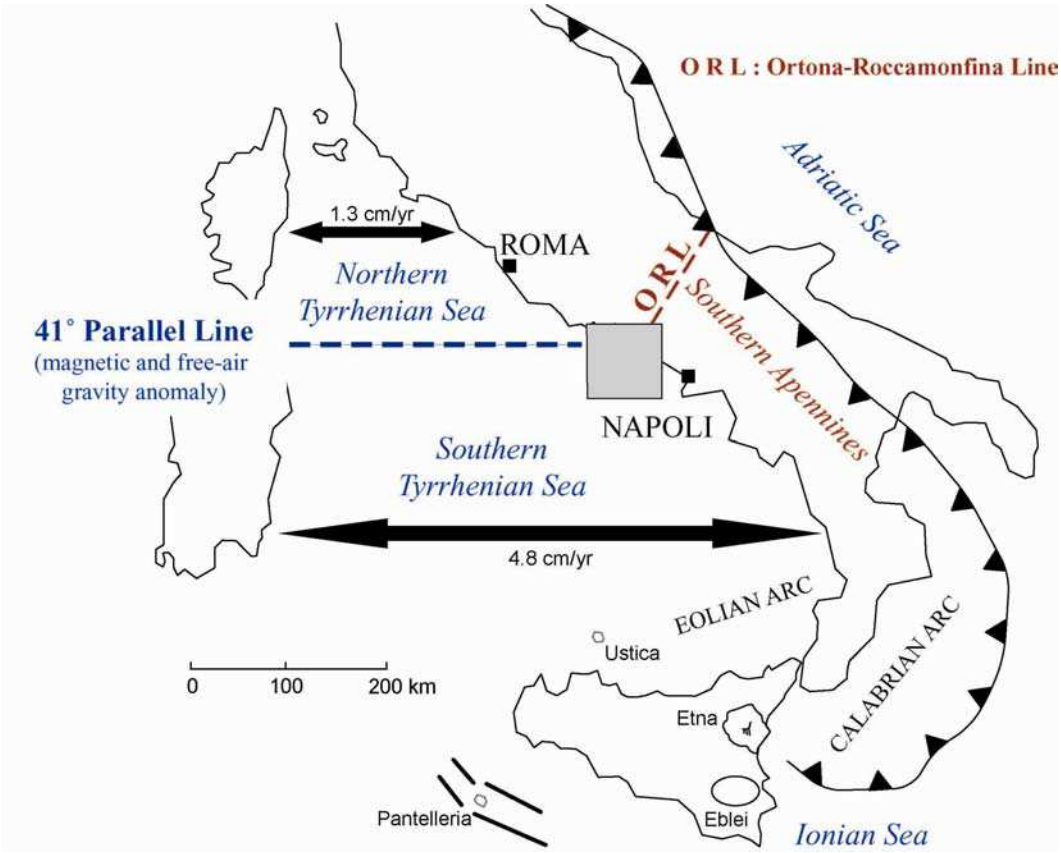


Figure II-A.1 : *Carte de l'Italie situant l'archipel des Pontine (carré gris) par rapport aux structures majeures de la région (front de subduction actuel, et les failles lithosphériques du parallèle 41°N et d' Ortona-Roccamonfina).*

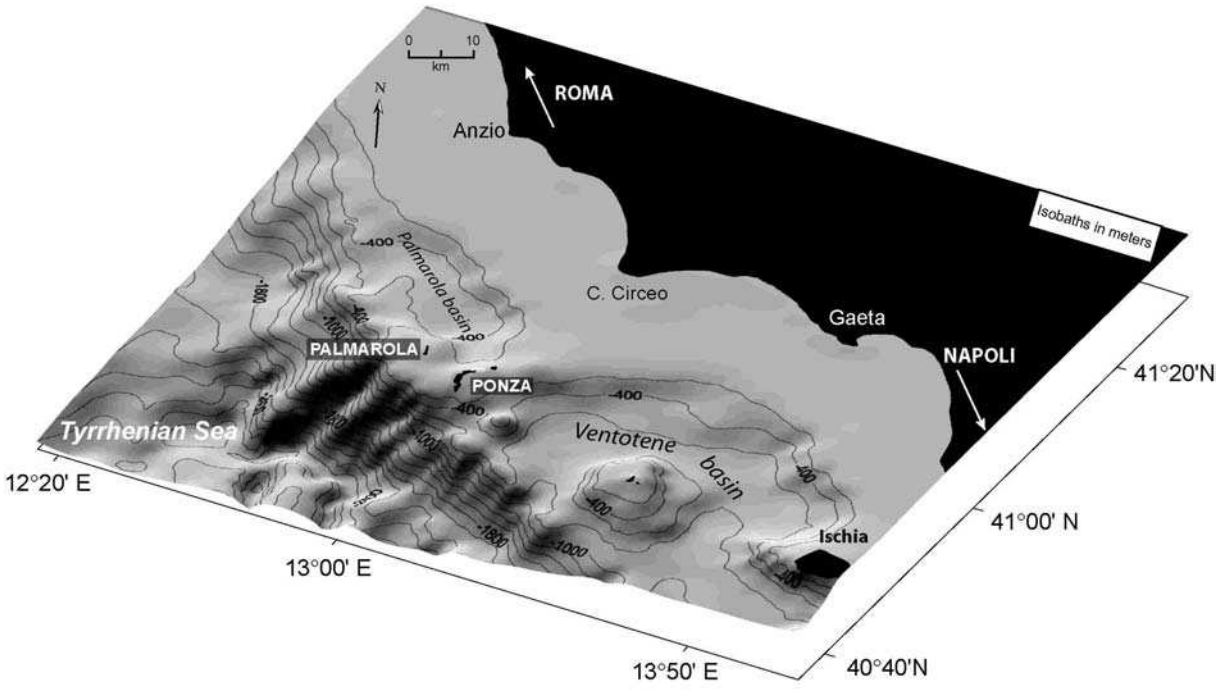


Figure II.A.2 : *Modèle numérique de terrain de la plateforme continentale sur laquelle s'est construit l'archipel des Pontine, vue en perspective.*

Les îles les plus à l'Ouest de l'archipel, Ponza et Palmarola (Fig. II-A.2), sont tout particulièrement intéressantes car elles représentent les uniques manifestations acides du domaine Sud Tyrrhénien. Elles sont d'âge Plio-Pléistocène et sont donc contemporaines de la seule province à dominante felsique, la PMT. Ce sont également les premières manifestations volcaniques de cette zone de la marge Tyrrhénienne en terme d'âge, avec les roches découvertes dans les forages de la Plaine Campanienne (Parete et Castel Volturno: 2 Ma; Beccaluva, 1991).

Ponza et Palmarola montrent des caractéristiques similaires aux affleurements toscans étudiés dans le Chapitre III. En effet, ces îles sont constituées uniquement de roches volcaniques de composition acide (rhyolites), et de roches intermédiaires en quantité mineure (trachytes).

Ponza a été célèbre dans le monde scientifique dans les années 60 car elle représentait le premier exemple de hyaloclastites de composition « acide » (Pichler, 1965). Depuis de nombreux autres analogues ont été trouvé comme par exemple en Islande.

Ponza est la seule île de l'archipel à exposer les deux phases d'activité volcanique de l'archipel des Pontines : l'une Pliocène (rhyolites) et l'autre Pléistocène (trachytes). Il a été ainsi suggéré que cette île représenterait la limite pétrologique entre la PMT et la PMC (Savelli, 1984 ; Turi et al., 1991); les rhyolites de Ponza correspondraient à la terminaison Sud de la PMT alors que les trachytes ont été associés au magmatisme de la PMC d'après leur caractère alcalino-potassique et leur âge. Si l'appartenance des trachytes à la PMC ne fait plus guère de doute grâce à des études pétrogénétiques récentes (Conte et Dolfi, 2002 ; Fedele et al., 2003), le lien génétique entre les rhyolites de Ponza et la PMT reste à vérifier. Aucun argument solide n'a été donné depuis pour valider cette idée.

Des deux îles, Palmarola est celle qui a été la moins étudiée, tant d'un point de vue géochronologique que pétro-géochimique. Son activité volcanique est très mal contrainte. Deux phases d'activité ont été reconnues sur le terrain, mais seule la dernière a fait l'objet de quelques datations qui ont donné des âges compris entre 1.7 et 1.6 Ma (Barberi et al., 1967 ; Bigazzi et al., 1971 ; Arias et al., 1980 ; Savelli, 1987). Sur des critères stratigraphiques, le premier épisode a quant à lui été considéré d'âge Pliocène (Vezzoli, 1999). Mais aucun âge absolu n'est venu corroborer cette hypothèse.

L'origine des laves de Ponza et Palmarola et leur signification géodynamique sont énigmatiques et le peu de données géochimiques et isotopiques publiées sur ces roches ne permet pas de répondre à ces questions. Leur source est inconnue (Tableau II.A.1, Serri et al., 2001).

Table 8.10 Magmatic rocks derived from undefined magma sources.

Magma series	Additional notes: provenance	Principal centres	Main rock-type	Age in Ma	Reference
Alkaline (potassic)	Pontine Islands	Ponza	Rhyolite	5.4–4.0	Savelli, 1983
		Ponza	Trachyte, comendite	1.2–1.1	Barberi *et al.*, 1967; Fornaseri, 1985
	Pontine Islands	Palmarola	Rhyolite	1.7–1.6	Barberi *et al.*, 1967; Fornaseri, 1985
High-K calcalkaline	Campania	Vulturno Plain boreholes	Basaltic andesite, andesite	2.0	Barbieri *et al.*, 1979
	Ligurian Sea	Spinola seamount	Tristanite	18	Rehault *et al.*, 1984
Shoshonite	Ligurian Sea	Doria seamount	Shoshonite	11	Fanucci *et al.*, 1993

Tableau II-A.1 : *Tableau regroupant les roches magmatiques dont la source est inconnue (d'après Serri et al., 2001).*

Le but de ce chapitre est de contribuer à une meilleure connaissance des manifestations acides de Ponza et Palmarola, tant d'un point de vue géochronologique que pétro-géochimique.

Ce deuxième chapitre s'articule autour de deux papiers :

- le premier, publié dans LITHOS, est une étude géochronologique et géochimique des deux îles. Il fournit 25 nouvelles datations K-Ar de haute précision (technique Cassignol-Gillot ; Gillot et Cornette, 1986) sur les roches des îles Ponza et Palmarola, et de nouvelles données chimiques en éléments majeurs et traces qui sont discutées de manière qualitative afin de caractériser le magmatisme et tenter de comprendre le contexte géodynamique dans lequel elles sont mises en place.
- le deuxième papier (à soumettre à Journal of Petrology) est une étude pétrologique, minéralogique et géochimique. Des analyses chimiques des principaux minéraux, d'inclusions vitreuses et de nouvelles données isotopiques Sr-Nd sont reportées. Ici, les données chimiques sont utilisées pour modéliser et quantifier les processus pétrogénétiques. Il propose un modèle pour expliquer la diminution de la contamination crustale observée, et l'absence de roches basiques à l'affleurement.

B- Résultats et Discussion

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE DIRECT®

Lithos 81 (2005) 121–151

LITHOS

www.elsevier.com/locate/lithos

New chronological and geochemical constraints on the genesis and geological evolution of Ponza and Palmarola Volcanic Islands (Tyrrhenian Sea, Italy)

Anita Cadoux[a,*], Daniele L. Pinti[a,1], Cyril Aznar[a], Sergio Chiesa[b], Pierre-Yves Gillot[a]

[a]*Laboratoire de Géochronologie Multi-techniques, UMR 8148 IDES, Bat. 504, Université Paris Sud XI, 91405 Orsay Cedex, France*
[b]*C.N.R.-Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, Unità di Dalmine Via Pasubio 3/5, 24044 Dalmine (Bergamo), Italy*

Received 12 August 2003; accepted 27 September 2004
Available online 9 December 2004

Abstract

A new geochronological and geochemical study of the volcanic rocks of the Ponza and Palmarola Islands, Pontine Archipelago, has been carried out. This archipelago is located along the boundary between the Italian continental shelf and the opening Tyrrhenian basin. It is a key area to study volcanism related to the opening of the Tyrrhenian Sea. Ponza is the oldest felsic magmatic manifestation in the central Tyrrhenian area. Previous studies suggested that Ponza volcanic activity began before 5 Ma. Twenty-five new K–Ar ages constrain the volcanic activity (rhyolitic hyaloclastites and dykes) to the last 4.2 Ma, with two episodes of quiescence between 3.7 and 3.2 Ma and between 2.9 and 1.0 Ma. A new volcanic episode dated at 3.2–2.9 Ma has been identified on the central and southern Ponza, with emplacement of pyroclastic units. At 1.0 Ma, a trachytic episode ended the volcanic activity. The near island of Palmarola exhibits rhyolitic hyaloclastites and domes dated between 1.6 and 1.5 Ma, indicating that the island was entirely built during the Early Pleistocene in a short span of time of ca. 120 ka. Although only 6–8 km apart, the two islands display significantly different geochemical signatures. Ponza rhyolites show major and trace element compositions representative of orogenic magmas of subduction/collision zones: high-K calc-alkaline and metaluminous rhyolites (Agpaitic Index [AI] and Alumina Saturation Index [ASI] <1), high LILE/HFSE (Th/Ta=16–21) and LREE/HFSE ratios (La/Nb>3), and Nb–Ta negative anomalies. In Palmarola, the orogenic character is also present, but much less marked than in Ponza: rhyolites have a peralkaline character (AI>1), lower LILE/HFSE (Th/Ta=11–15), low LREE/HFSE ratios (La/Nb=1–2) close to those of anorogenic lavas, and the Nb–Ta negative anomalies are almost absent. Y/Nb ratios indicate different magmatic sources, one similar to island-arc or active continental margin basalts for Ponza rhyolites, and the others probably involving an OIB type component for Palmarola rhyolites and Ponza trachytes. Palmarola volcanics represent a transitional magmatism: although a preserved collisional geochemical imprint, they show geochemical features approaching those of anorogenic lavas erupted in a within-plate context. The change of magmatism evidenced in this study can be related to the tectonic evolution of the area. Indeed, Hf, Ta and Rb contents suggest that the oldest Pliocene rhyolites of Ponza would emplace in a syn- to late-collisional setting, while the younger Pleistocene rhyolites of Palmarola would be emplaced in a post-collisional

* Corresponding author. Tel.: +33 1 69 15 48 93; fax: +33 1 69 15 48 91.
E-mail address: cadoux@geol.u-psud.fr (A. Cadoux).

[1] Present address: GEOTOP-UQAM-McGILL, P.O. Box 8888, Succ. Centre-Ville, Montréal, QC, Canada H3C 3P8.

0024-4937/$ - see front matter © 2004 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.lithos.2004.09.020

setting in which the orogenic character (Th/Ta) decreases and mantle influence (Nb/Ta) increases. Geochemical modeling strongly suggests that the Palmarola rhyolites represent the waning stages of a subduction-related magmatism. The K–Ar datings allow us to estimate precisely the transition of magmatism to last less than 1.3 Ma. The transitional magmas may be the result of the upwelling of asthenospheric mantle inducing melting of a metasomatized lithospheric mantle and the mixing between these two sources. This upwelling could occur during the extension of the Tyrrhenian basin, caused by the slab retreat and steepening, or during a process of slab break-off starting in the Pliocene.
© 2004 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Pontine Islands; K–Ar ages; Orogenic; Transitional magmatism; Post-collision

1. Introduction

The eastern Tyrrhenian Sea margin is a site of intense volcanism since the upper Miocene. The Italian Neogene magmatism has been related to west-dipping subduction of the Adria plate under the European plate, and to back-arc extension, which produced the opening of the Tyrrhenian Sea (e.g., Peccerillo, 1999; Lustrino, 2000). Several authors (e.g., Argnani and Savelli, 1999; Savelli, 2000) show that the east-directed opening of the Tyrrhenian Sea was accompanied by a contemporaneous southeastward shift of the volcanic activity. A slab-retreating model could account for the temporal and spatial evolution of the Tyrrhenian area and associated offshore igneous activity (Doglioni et al., 1999; Argnani and Savelli, 1999; Savelli, 2000).

Similar models have been applied to the Neogene onshore magmatism, including the Tuscan Magmatic Province (TMP) and the Roman Co-Magmatic Province (RCMP) (e.g., Savelli, 2000). As multiple, deep, not yet fully identified mantle sources are involved, the spatial and temporal migration of the volcanism is difficult to trace (Peccerillo and Panza, 1999; Peccerillo, 2001, 2002; Peccerillo et al., 2001; Gasperini et al., 2002). Furthermore, few reliable chronological data are available for the oldest volcanic episodes, most of the erupted rocks being largely altered (Fornaseri, 1985).

The Pontine Archipelago consists of five main islands forming a 30-km-long chain running parallel to the Tyrrhenian coast (Fig. 1). It is located at the connection between the northern and southern Tyrrhenian basins, limited by an east–west striking magnetic and free-air gravity anomaly known as the '41st Parallel Line' (Gulf of Gaeta; Bruno et al., 2000), and along the boundary between a stable platform and the opening Tyrrhenian basin. Onshore, this location roughly corresponds to the boundary between Central and Southern Apennines (De Rita et al., 1986). The western Pontine is composed of three islands, namely Ponza, Palmarola and Zannone, dominated by silica-rich submarine volcanic units. At Zannone, the pre-Pliocene metamorphic and sedimentary basement rocks are exposed (De Rita et al., 1986). The eastern Pontine consists of two islands, Ventotene and Santo Stefano, dominated by basic to intermediate alkali-potassic subaerial deposits. The volcanism of Ponza is especially interesting because this island is supposed to be the petrologic boundary between two main Italian magmatic provinces: the TMP to the north and the RCMP to the south (Savelli, 1986; Turi et al., 1991). The Plio-Quaternary submarine rhyolitic units could represent the TMP (Conte and Dolfi, 2002), whereas the Quaternary trachytic dome exposed in the southern part of Ponza has been considered as the first magmatic manifestation of the RCMP, which successively migrated southeastward to Ischia Island and the Vesuvius–Phlegrean Fields (Beccaluva et al., 1991). Recently, Argnani and Savelli (1999) suggested that Ponza volcanic products may represent the northernmost activity of an eastward migrating "Ponza–Anchise" volcanic arc of Pliocene age (5–2 Ma) located between the sub-basins of Vavilov and Marsili. This arc could be the surface representation of the subduction migrating front in the Tyrrhenian area.

Despite the geologically significant position of the Northern Pontine Islands, the geological history of Ponza and Palmarola islands remains debated (Barberi et al., 1967; Carmassi et al., 1983; Vezzoli, 1988, 1999; Scutter et al., 1998; Altaner et al., 2003) and their relationship with the regional geodynamic context is not yet clarified (Conte and Dolfi, 2002). Here, we present a new geochronological and geochemical study

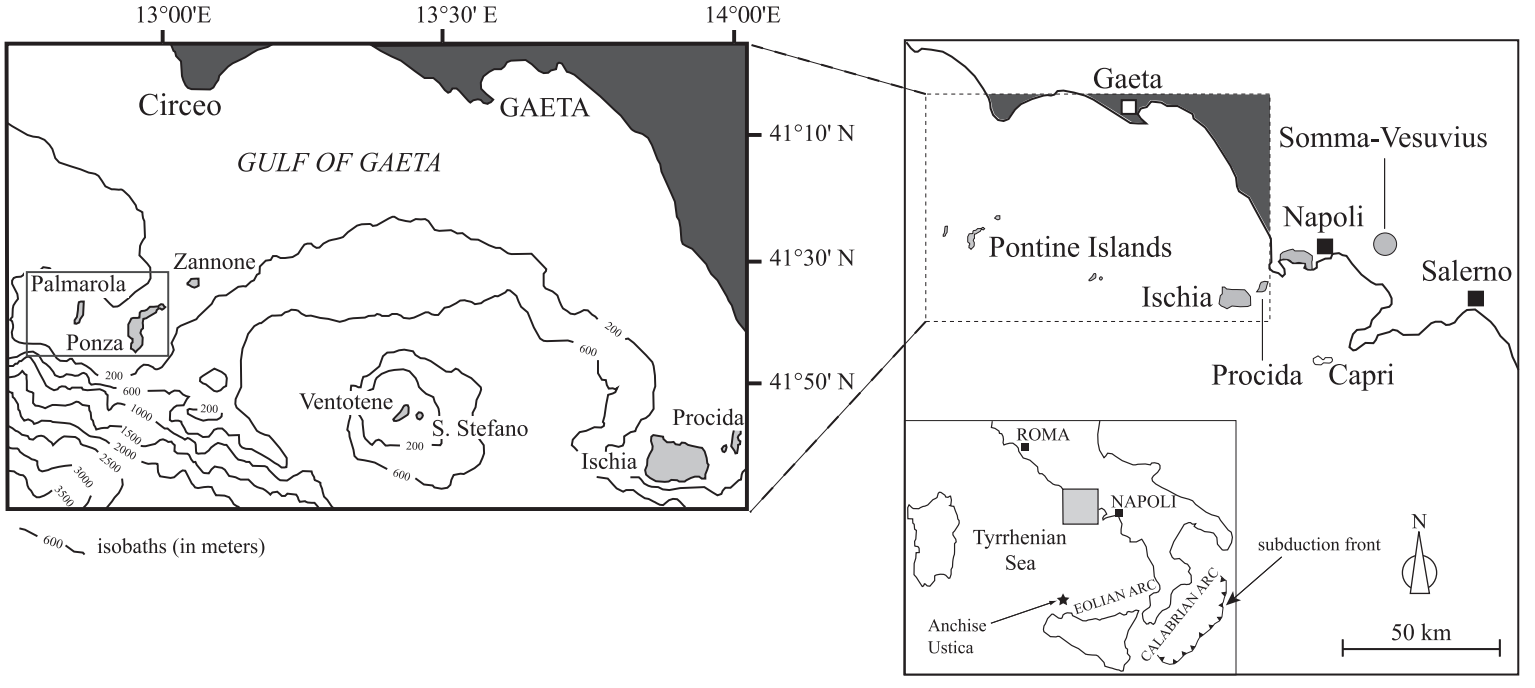


Fig. 1. Location of Ponza and Palmarola Islands, Pontine Archipelago, Central Tyrrhenian Basin.

of Ponza and Palmarola Islands. Twenty-five K–Ar ages on mineral separates and groundmass from the main volcanic units of the two islands have been obtained with the Cassignol–Gillot technique (Gillot and Cornette, 1986). These new age determinations have been associated to major and trace element analyses in order to constrain the chemical evolution of the magmas sources and to insert them within the geodynamic frame of the Tyrrhenian basin.

2. Geology of Ponza and Palmarola Islands

The Pontine archipelago is located at the boundary of the Italian continental shelf about 30 km from the Gulf of Gaeta (Fig. 1). The southeastern islands of Ventotene and Santo Stefano (Fig. 1) were emplaced in a sedimentary basin on the continental shelf, while the Ponza and Palmarola islands lie onto a structural high of the continental shelf, bounded by NE–SW normal faults, which separate Ventotene and Palmarola basins (De Rita et al., 1986). The volcanism in Ponza and Palmarola has been related to extensional tectonic processes caused by subduction and back-arc extension (Malinverno and Ryan, 1986). In Ponza, volcanism took place during Pliocene (previous K–Ar geochronological data suggest ages from 5.0±0.2 to 3.96±0.49 Ma; Barberi et al., 1967; Savelli, 1987). This activity is characterized by the emplacement of acidic domes, dykes, and hyaloclastites (submarine breccia) in the northern and central part of the island (Fig. 2). The hyaloclastite represents 90 vol.% of the volcanic products (Scutter et al., 1998). The products are high-K calc-alkaline rhyolite lavas issued from submarine vents (Carmassi et al., 1983; Bellucci et al., 1999; Conte and Dolfi, 2002). Facies relationships on the field are complex and rhyolite dykes and hyaloclastites have been interpreted alternatively as feeder dykes/hyaloclastite complexes (Carmassi et al., 1983; Altaner et al., 2003) or as extensive hyaloclastic lava flows later cut by dykes (Barberi et al., 1967; Scutter et al., 1998). The latter interpretation is derived from two K–Ar ages of 1.9±0.07 Ma and <2.5 Ma (Barberi et al., 1967) obtained on the Cala d'Inferno dykes (Fig. 2). After a volcanic quiescence of about 3 Ma, the island of Ponza emerged during the Early Pleistocene, and igneous products with shoshonitic affinity were emplaced in a subaerial environment, in the southern part of the island (trachyte lava and pyroclastic deposits of Mt Guardia dated at 1.1 Ma by Barberi et al. (1967) and at 1.3 Ma by Bellucci et al. (1997) (Fig. 2).

Palmarola is the westernmost island of the Pontine Archipelago (Fig. 1). This narrow island (less than 3.5 km long and 1 km wide) is elongated in the N–S direction, parallel to Ponza (Figs. 1 and 2). This island was built during two volcanic epochs (Vezzoli, 1999). The first one, of undetermined Pliocene age, produced a large hyaloclastite unit formed by juvenile blocks (pumice, obsidian) of rhyolitic composition, which mainly crops out in the southern end of Palmarola (Fig. 2). The second Late Pliocene–Early Pleistocene volcanic epoch is characterized by the extrusion of rhyolitic domes into the hyaloclastites at the center and the northern part of the island (Fig. 2). This latter event has been dated at 1.7–1.6 Ma, by K–Ar (Barberi et al., 1967; Savelli, 1987) and fission tracks (Bigazzi et al., 1971; Arias et al., 1980). The two volcanic epochs are separated by the deposition of Upper Pliocene marine sediments in a bathyal basin (Carrara et al., 1986).

3. Sampling and analytical methods

Forty-four samples (31 from Ponza and 13 from Palmarola) have been collected, from the different volcanic units and structures (domes, dykes and associated hyaloclastites and pyroclastic units). Macroscopic and microscopic petrography is reported in Appendices A and B. Twenty-two fresh samples (16 for Ponza and 6 for Palmarola) were selected to carry out geochemical analyses (major and trace elements) and K–Ar datings (Tables 1–4). Major and trace elements were measured by ICP-AES and ICP-MS, respectively, at the CRPG-SARM (Nancy, France). Powders of bulk rocks were digested with $LiBO_2$, dissolved with HNO_3, analyzed and calibrated with international geostandards. Details on the chemical analyses can be found at the site: http://www.crpg.cnrs-nancy.fr/SARM/index.html. The Loss On Ignition (LOI) is obtained by fusion of a sample aliquot (100–1000 mg) placed in an alumina crucible in an oven at 980 °C during 12 h.

Selected samples were crushed to a size fraction of 125–250 μm (or 250–500 μm in two cases) and K-bearing phases (K-feldspar, plagioclase, biotite and groundmass) were separated using heavy

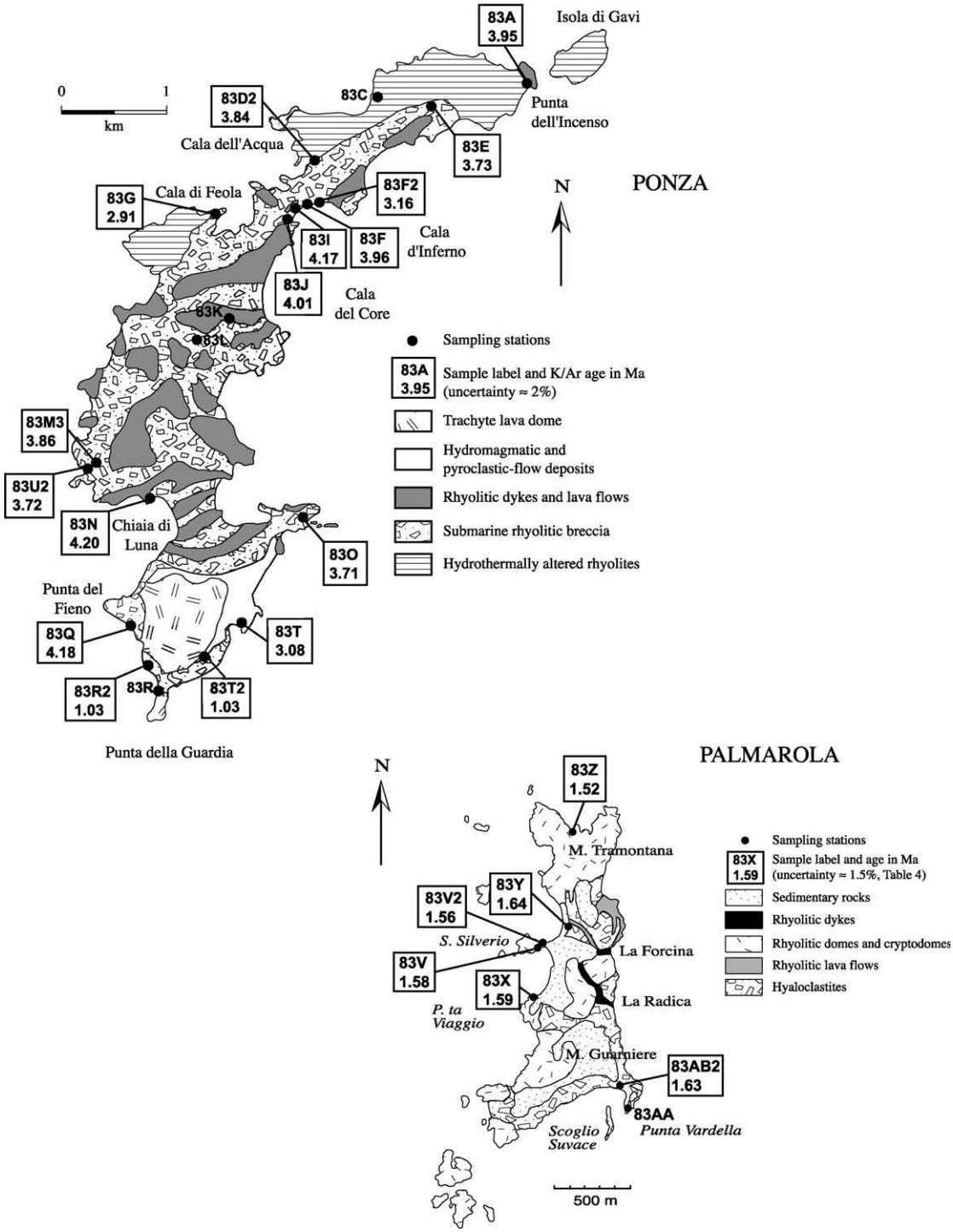


Fig. 2. Geological map of Ponza Island (modified after Carmassi et al., 1983) and Palmarola (modified after Vezzoli, 1999) with sample locations, labels and obtained K–Ar ages (Tables 3 and 4).

Table 1
Major and trace elements analyses of Ponza volcanic rocks

Locality	Piana Incenso		Cala Cocata		Cala dell'acqua		Campo Sportivo		Cala Inferno		Cala Inferno		Cala Feola		Cala Inferno		Forna Chiesa		Monte Core	
Sample	83A	83A cor	83C	83C cor	83D2	83D2 cor	83E	83E cor	83F	83F cor	83F2	83F2 cor	83G	83G cor	83I	83I cor	83J	83J cor	83K	83K cor
Occurrence	neck		hyaloclastite		hyaloclastite		hyaloclastite		hyaloclastite		pyroclastic flow		pyroclastic flow		dyke		hyaloclastite		dome	
Rock type	Rhyolite		Rhyolite		Rhyolite		Rhyolite		Rhyolite		Rhyolite		Rhyolite		Rhyolite		Rhyolite		Rhyolite	
SiO_2	68.89	72.05	71.91	78.87	71.34	74.92	70.55	75.19	71.25	76.10	69.78	76.04	68.97	75.26	71.83	75.52	71.32	76.16	74.80	76.18
TiO_2	0.35	0.37	0.15	0.16	0.16	0.17	0.17	0.18	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06
Al_2O_3	14.95	15.64	11.78	12.92	13.27	13.94	13.08	13.94	12.41	13.25	12.13	13.22	12.62	13.77	12.93	13.59	12.37	13.21	12.75	12.99
Fe_2O_3*	1.79	1.87	1.00	1.10	1.43	1.50	1.51	1.61	1.35	1.44	1.48	1.61	1.35	1.47	1.08	1.14	1.29	1.38	1.34	1.36
MnO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	nd	nd	0.04	0.04	nd	nd
MgO	0.40	0.42	0.32	0.35	0.17	0.18	0.13	0.14	nd	nd	0.31	0.34	0.35	0.38	0.21	0.22	0.13	0.14	0.12	0.12
CaO	2.13	2.23	0.16	0.18	1.40	1.47	1.21	1.29	0.98	1.05	1.01	1.10	0.92	1.00	1.07	1.12	0.98	1.05	0.80	0.81
Na_2O	2.67	2.79	0.90	0.99	3.16	3.32	3.18	3.39	2.86	3.05	2.71	2.95	2.73	2.98	3.06	3.22	3.04	3.25	2.96	3.01
K_2O	4.38	4.58	4.90	5.37	4.29	4.51	3.94	4.20	4.61	4.92	4.25	4.63	4.52	4.93	4.88	5.13	4.41	4.71	5.36	5.46
P_2O_5	0.05	0.05	0.06	0.07	nd	nd	0.06	0.06	0.06	0.06	nd	nd	0.07	0.08	nd	nd	nd	nd	nd	nd
LOI	4.23		8.97		4.56		5.95		6.08		8.01		8.17		5.21		6.14		1.59	
Total	99.84	100.00	100.15	100.00	99.78	100.00	99.78	100.00	99.71	100.00	99.78	100.00	99.81	100.00	100.33	100.00	99.79	100.00	99.78	100.00
Na_2O+K_2O		7.37		6.36		7.82		7.59		7.98		7.58		7.91		8.35		7.96		8.47
K_2O/Na_2O		1.64		5.44		1.36		1.24		1.61		1.57		1.66		1.59		1.45		1.81
ASI		1.11		1.29		1.02		1.07		0.99		1.02		1.04		0.97		0.99		0.93
AI		0.71		0.76		0.84		0.81		0.91		0.86		0.87		0.92		0.90		0.99
Cs	11.30		2.79		17.71		16.99		20.63		20.62		21.12		20.71		22.05		8.52	
Ba	425.86		522.01		442.28		432.44		384.01		362.43		349.85		395.14		390.47		429.11	
Co	5.04		nd		0.90		0.90		0.49		0.59		0.55		0.34		0.49		0.58	
Hf	5.01		4.85		4.75		4.77		3.59		3.34		3.45		3.47		3.46		3.85	
Nb	11.59		11.51		11.57		11.75		10.77		9.80		10.98		10.20		10.01		9.74	

Rb	192.59	210.32	230.97	226.44	241.80	217.73	250.04	126.04	254.88	225.90
Sr	198.57	56.15	160.75	166.40	112.80	104.20	111.73	113.88	102.53	101.04
Ta	1.28	1.34	1.42	1.43	1.45	1.46	1.47	1.49	1.51	1.37
V	27.04	4.36	5.76	6.90	2.25	2.94	2.42	nd	2.05	2.40
Y	19.85	21.63	20.46	21.28	20.23	19.89	20.55	16.48	18.55	20.81
Zr	195.34	172.11	158.29	175.70	109.12	99.48	112.48	99.33	96.48	117.58
Pb	36.03	7.85	42.42	40.28	46.84	44.90	48.92	42.31	49.47	29.04
Th	21.53	22.92	28.54	25.04	25.03	26.27	25.29	27.02	27.91	27.08
U	5.45	5.84	7.42	6.60	6.79	7.09	6.85	7.50	7.83	7.00
La	44.82	40.60	42.83	43.93	34.07	34.26	33.02	35.61	34.97	46.98
Ce	78.23	74.82	74.76	77.42	61.63	59.93	59.97	64.06	62.22	79.72
Pr	7.62	7.78	7.22	8.23	6.30	6.09	6.31	6.54	6.00	8.42
Nd	28.08	25.85	23.80	25.35	20.06	19.38	19.88	20.68	18.53	29.09
Sm	5.76	4.78	4.05	4.23	3.25	3.42	3.44	3.29	3.62	4.66
Eu	1.16	0.50	0.50	0.58	0.46	0.40	0.42	0.43	0.45	0.49
Gd	4.26	3.27	3.52	3.37	2.79	2.73	3.08	2.42	2.73	3.77
Tb	0.70	0.59	0.52	0.53	0.47	0.43	0.51	0.47	0.46	0.63
Dy	3.62	3.65	3.31	3.40	2.97	2.93	3.00	2.63	2.82	3.46
Ho	0.66	0.74	0.65	0.64	0.63	0.64	0.67	0.55	0.61	0.68
Er	1.86	2.17	1.92	2.09	1.80	1.80	2.06	1.64	1.88	1.98
Tm	0.31	0.39	0.32	0.32	0.31	0.35	0.32	0.28	0.33	0.34
Yb	2.13	2.58	2.23	2.37	2.19	2.35	2.38	1.97	2.30	2.15
Lu	0.33	0.43	0.35	0.34	0.33	0.41	0.39	0.31	0.34	0.34
$(La/Yb)_N$	15.10	11.31	13.76	13.32	11.16	10.45	9.94	12.99	10.91	15.71
Th/Ta	16.82	17.05	20.11	17.46	17.21	17.99	17.26	18.18	18.51	19.83
La/Nb	3.87	3.53	3.70	3.74	3.16	3.50	3.01	3.49	3.49	4.82
Y/Nb	1.71	1.88	1.77	1.81	1.88	2.03	1.87	1.62	1.85	2.14
Nb/Ta	9.06	8.57	8.15	8.20	7.41	6.71	7.49	6.86	6.64	7.13

(continued on next page)

Table 1 (*continued*)

Locality	Monte Core		Capo Bianco		Chiaia di Luna		Cimitero		Capo Fieno		Punta Guardia		Bagno Vecchio		Monte Guardia		Capo Bianco	
Sample	83L	83L cor	83M3	83M3 cor	83N	83N cor	83O	83O cor	83Q	83Q cor	83R	83R cor	83T	83T cor	83T2	83T2 cor	83U2	83U2 cor
Occurrence	dome		hyaloclastite		dyke		hyaloclastite		hyaloclastite		dome		pyroclastic flow		dome		hyaloclastite	
Rock type	Rhyolite		Rhyolite		Rhyolite		Rhyolite		Rhyolite		Trachyte		Rhyolite		Trachyte		Rhyolite	
SiO_2	73.82	74.38	70.52	76.31	74.56	75.68	69.02	75.22	68.92	74.64	57.36	57.91	69.00	74.09	57.98	58.35	66.60	75.66
TiO_2	0.16	0.16	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07	0.08	0.05	0.05	0.76	0.77	0.06	0.06	0.76	0.76	0.06	0.07
Al_2O_3	13.81	13.91	12.33	13.34	13.27	13.47	12.36	13.47	12.69	13.74	18.84	19.02	13.00	13.96	18.92	19.04	11.74	13.34
Fe_2O_3*	1.82	1.83	1.43	1.55	1.03	1.05	1.57	1.71	1.44	1.56	5.11	5.16	1.54	1.65	5.16	5.19	1.31	1.49
MnO	nd	nd	nd	0.03	0.03	nd	nd	0.03	0.03	0.03	0.03	0.10	0.10	0.04	0.04	0.11	0.11	0.03
MgO	0.14	0.14	0.12	0.13	0.11	0.11	0.33	0.36	0.25	0.27	1.54	1.55	0.43	0.46	1.36	1.37	0.29	0.33
CaO	1.07	1.08	0.88	0.95	0.93	0.94	1.00	1.09	0.88	0.95	3.67	3.71	0.84	0.90	3.53	3.55	0.87	0.99
Na_2O	3.06	3.08	3.08	3.33	3.35	3.40	3.11	3.39	3.24	3.51	4.47	4.51	3.33	3.58	4.74	4.77	3.28	3.73
K_2O	5.31	5.35	3.97	4.30	5.22	5.30	4.27	4.65	4.84	5.24	6.91	6.98	4.89	5.25	6.53	6.57	3.84	4.36
P_2O_5	0.06	0.06	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.29	0.29	nd	nd	0.28	0.28	nd	nd
LOI	0.57		7.38		1.26		8.01		7.48		0.87		6.66		0.55		11.78	
Total	99.82	100.00	99.79	100.00	99.78	100.00	99.77	100.00	99.82	100.00	99.92	100.00	99.79	100.00	99.92	100.00	99.80	100.00
Na_2O+K_2O		8.43		7.63		8.70		8.04		8.75		11.49		8.83		11.34		8.09
K_2O/Na_2O		1.74		1.29		1.56		1.37		1.49		1.55		1.47		1.38		1.17
ASI		0.98		1.05		0.94		1.00		0.95		0.85		0.96		0.87		0.99
AI		0.91		0.86		0.97		0.89		0.96		0.91		0.95		0.89		0.91
Cs	11.55		25.77		9.53		23.52		24.34		15.84		23.48		18.66		22.89	
Ba	524.42		390.89		443.59		380.11		412.85		737.54		400.48		706.22		374.97	
Co	0.65		0.44		0.51		0.67		0.37		7.16		0.91		6.46		0.46	
Hf	5.80		3.69		4.06		3.90		4.15		5.35		4.89		5.59		3.67	
Nb	13.86		9.37		11.82		9.65		10.26		24.64		13.48		23.51		8.91	
Rb	257.75		279.03		249.08		260.35		248.13		274.52		256.06		276.57		260.20	
Sr	165.98		89.35		96.92		101.56		88.61		681.18		87.21		590.71		92.89	
Ta	1.43		1.44		1.52		1.41		1.38		1.63		1.51		1.66		1.33	
V	8.06		nd		1.56		3.64		2.62		69.23		3.70		62.71		2.26	
Y	22.05		21.68		11.34		22.01		21.26		23.93		22.85		22.59		20.04	

Zr	210.91	106.98	119.35	114.16	124.28	262.52	159.30	254.69	101.48
Pb	33.07	56.11	54.75	48.71	50.17	27.22	57.28	31.73	48.16
Th	25.09	30.15	29.89	27.63	29.58	17.69	30.04	17.94	27.50
U	6.58	9.40	7.88	7.52	8.26	4.58	7.90	5.04	7.74
La	44.69	42.97	48.08	47.13	44.81	48.73	49.71	50.42	42.16
Ce	80.05	75.74	85.14	83.92	81.04	95.89	90.86	98.21	73.67
Pr	8.75	7.41	8.37	8.40	7.84	11.12	8.69	10.80	7.10
Nd	28.15	23.64	25.76	26.77	25.13	39.37	27.45	40.88	23.73
Sm	4.93	4.45	4.25	4.52	4.38	6.88	4.37	7.16	4.09
Eu	0.72	0.39	0.42	0.44	0.34	2.05	0.41	1.96	0.45
Gd	3.66	3.15	2.94	3.70	3.66	5.14	3.46	4.96	3.26
Tb	0.58	0.55	0.47	0.64	0.59	0.77	0.59	0.73	0.50
Dy	3.47	3.40	2.67	3.60	3.66	3.93	3.46	3.97	3.11
Ho	0.74	0.67	0.51	0.75	0.68	0.79	0.74	0.79	0.69
Er	2.19	2.07	1.57	2.26	2.11	2.20	2.21	2.15	1.95
Tm	0.34	0.33	0.26	0.35	0.34	0.30	0.40	0.36	0.33
Yb	2.39	2.45	1.64	2.50	2.46	2.03	2.77	2.32	2.27
Lu	0.37	0.39	0.28	0.42	0.36	0.33	0.44	0.31	0.34
$(La/Yb)_N$	13.41	12.56	21.01	13.53	13.09	17.20	12.88	15.57	13.31
Th/Ta	17.55	21.00	19.63	19.61	21.42	10.86	19.83	10.80	20.70
La/Nb	3.22	4.59	4.07	4.88	4.37	1.98	3.69	2.14	4.73
Y/Nb	1.59	2.31	0.96	2.28	2.07	0.97	1.70	0.96	2.25
Nb/Ta	9.69	6.53	7.76	6.85	7.43	15.12	8.90	14.16	6.70

Analyses performed by ICP-AES and ICP-MS at the Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Nancy (France).
83A cor: major elements analyses recalculated on a volatile-free basis.
Fe_2O_3*=total Fe as Fe_2O_3.
nd=not detected.
LOI=Loss On Ignition.
$(La/Yb)_N$=chondrites normalized ratio.
(La/Yb) chondrites=1.394 (after Sun and McDonough, 1989).
ASI: Alumina Saturation Index=$Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ in molar proportion.
AI: Agpaitic Index=$(Na_2O+K_2O)/(Al_2O_3)$ in molar proportion.

liquids (bromoform). Duplicate argon isotopic analyses were performed at the laboratoire de Géochronologie at Orsay (UPS-IPGP) using a 180° small volume mass spectrometer adapted to the Cassignol–Gillot technique, which allows the determination of radiogenic ^{40}Ar down to 0.10% of the total argon extracted (Gillot and Cornette, 1986; Quidelleur et al., 2001). Calibration was performed with argon pipettes defined using the recommended value of the interlaboratory standard GL-O (Odin, 1982). The K content was measured twice on separate aliquots of the same sample by atomic flame emission, with an uncertainty of about 1% (Gillot and Cornette, 1986). The interlaboratory standards trachyte MDO-G and ISH-G (Gillot et al., 1992) were used for calibration. When possible, dating has been done on different phases to insure an internal validation on the ages. Ages obtained on Ponza and Palmarola volcanic units are reported in Tables 3 and 4, respectively.

4. Results

4.1. Samples characteristics

Major and trace elements data for selected volcanic rocks of Ponza and Palmarola islands are given in Tables 1 and 2, respectively. Hyaloclastites and pyroclastic units of Ponza and Palmarola yield high LOI ranging from 4.2 wt.% (83A, Table 1) to 14.1 wt.% (83AA, Table 2). Only Monte Core samples (83K and 83L), columnar rhyolite from Chiaia di Luna (83N) and the trachyte of Mt. Guardia (83R and 83T2), show low LOI values, ranging from 1.6 to 0.55 wt.%. LOI includes $(OH)^-$ groups, CO_2, and halogens, but also H_2O^+ (constitution water). Most of the water content is likely the juvenile fluid of the rocks (constitution water H_2O^+) trapped in fluid inclusions often observed in feldspars, or in the glass. Indeed, differentiated rhyolitic magmas can produce water-rich final products such as perlites, often observed at Ponza and Palmarola, and which can contain up to 11 wt.% H_2O.

Thus, the high LOI does not reflect especially the degree of alteration in the case of these acidic lavas but is most probably related to their original fluid content.

Ylagan et al. (1996) and Altaner et al. (2003) describe hydrothermal alteration of hyaloclastite along the northwestern coast of Ponza characterized by smectite, mordenite and illite deposits. They show that unaltered rhyolitic dykes have LOI of 1.4±0.7 wt.%, while unaltered hyaloclastites have LOI of 7.5±2.4 wt.%. It is important to evaluate whether this alteration can have affected major elements composition in our samples, for a correct chemical characterization of the products and the meaningfulness of the K–Ar ages. The positive correlation of the main oxides (FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O) versus Al_2O_3 (wt.%) for Ponza volcanic products (Fig. 3a) suggests that these elements are mostly equally immobile as Al_2O_3. Samples located along this line can be considered as unaltered. Fluidal rhyolite 83C is clearly altered as shown by Na and Ca losses (Table 1). This sample comes from the fossil hydrothermal zone of Ponza (Altaner et al., 2003; Fig. 2) and, hence, does not satisfy criteria for dating and geochemical interpretation but it gives a good comparison to unaltered samples. Fig. 3b shows a decrease of Na_2O with increasing LOI for Palmarola rhyolites, which is likely an effect of magmatic differenciation. K contents are indeed relatively constant (Fig. 3c), indicating that samples have not been affected by alteration and K–Ar ages are meaningfull.

4.2. Major and trace elements

Major elements analyses have been recalculated to 100% on a volatile-free basis (Tables 1 and 2). The comparison of trace element patterns between the altered sample (83C) and a fresh one (83L) shows that most of the trace elements were immobile (Fig. 5b).

Ponza and Palmarola rhyolites share a high content in K_2O ($K_2O \approx 5$ wt.%, with $K_2O > Na_2O$; Tables 1 and 2) and a low TiO_2 ($TiO_2 < 1$ wt.%). However, the Alumina Saturation Index (ASI) show that Ponza rhyolites are mainly metaluminous (ASI<1), whereas Palmarola rhyolites are peralkaline (AI>1; AI=Agpaitic Index; Tables 1 and 2). Ponza trachytes are metaluminous (ASI=0.86). The rhyolites from Ponza and from Palmarola belong to two distinct magmatic series (Fig. 4a). Ponza rhyolite is subalkaline, whereas Palmarola rhyolite and Ponza trachyte are alkaline (Na_2O+K_2O=9–11 wt.%; Tables

Table 2
Major and trace elements analyses of Palmarola volcanic rocks

Locality	Capo S. Silverio		Capo S. Silverio		La Radica		Cala del Porto		Mt. Tramontana		Punta Vardella		Punta Vardella	
Sample	83V	83V cor	83V2	83V2 cor	83X	83X cor	83Y	83Y cor	83Z	83Z cor	83AA	83AA cor	83AB2	83AB2 cor
Occurrence	neck		surrounding neck		columnar flow		hyaloclastite		dome		hyaloclastite		hyaloclastite	
Rock type	Rhyolite		Rhyolite		Rhyolite		Rhyolite		Rhyolite		Rhyolite		Rhyolite	
SiO_2	2.07	73.43	67.82	74.02	71.19	74.70	68.92	73.09	74.49	75.20	62.3	72.75	66.61	73.17
TiO_2	0.12	0.12	0.05	0.05	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07	0.08	0.09	0.07	0.08
Al_2O_3	14.3	14.57	12.29	13.41	13.06	13.70	13.26	14.06	13.59	13.72	11.96	13.97	12.58	13.82
Fe_2O_3*	1.12	1.14	1.57	1.71	1.32	1.39	1.93	2.05	1.02	1.03	1.77	2.07	1.81	1.99
MnO	nd	nd	0.04	0.04	nd	nd	0.08	0.08	nd	nd	0.06	0.07	0.07	0.08
MgO	nd	nd	0.21	0.23	nd	nd	0.22	0.23	nd	nd	0.27	0.32	0.22	0.24
CaO	0.38	0.39	0.52	0.57	0.32	0.34	0.57	0.60	0.33	0.33	0.52	0.61	0.46	0.51
Na_2O	4.98	5.07	4.05	4.42	4.64	4.87	3.91	4.15	4.64	4.68	3.79	4.43	4.05	4.45
K_2O	5.11	5.21	5.07	5.53	4.7	4.93	5.32	5.64	4.92	4.97	4.89	5.71	5.17	5.68
P_2O_5	0.07	0.07	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
LOI	1.57		8.13		4.37		5.5		0.69		14.13		8.74	
Total	99.72	100.00	99.75	100.00	99.67	100.00	99.79	100.00	99.75	100.00	99.77	100.00	99.78	100.00
Na_2O+K_2O		10.28		9.95		9.80		9.79		9.65		10.14		10.13
K_2O/Na_2O		1.03		1.25		1.01		1.36		1.06		1.29		1.28
ASI		0.92		0.86		0.91		0.91		0.93		0.87		0.87
AI		1.05		1.11		1.06		1.04		1.05		1.09		1.10
Cs	9.06		38.44		35.09		41.02		4.93		38.28		40.72	
Ba	13.63		7.64		5.31		42.10		11.05		12.49		10.50	
Co	nd		nd		0.66		0.51		nd		0.36		0.31	
Hf	11.21		8.83		9.26		8.20		9.23		7.48		7.76	
Nb	53.26		49.74		53.72		53.31		55.88		50.42		52.16	
Rb	405.49		411.19		401.62		417.98		447.46		362.70		415.19	
Sr	10.90		11.54		6.55		17.97		7.78		10.84		8.21	
Ta	5.06		4.90		5.17		4.81		5.22		4.77		4.89	
V	nd		nd		nd		2.24		nd		nd		nd	
Y	32.92		47.94		57.58		44.10		44.30		41.21		43.38	
Zr	348.19		238.19		255.31		271.47		260.88		231.22		244.91	
Pb	24.13		46.87		42.98		49.06		186.17		41.42		45.30	
Th	76.38		67.48		73.29		68.35		77.69		62.00		65.25	
U	16.65		17.67		19.46		17.00		19.45		15.53		16.68	
La	78.30		84.42		88.28		77.18		83.14		76.35		79.48	
Ce	137.22		161.65		173.43		146.48		152.73		145.08		153.66	
Pr	16.30		17.13		18.13		15.24		16.38		15.10		15.48	
Nd	51.63		54.40		60.13		50.16		53.67		47.87		52.16	
Sm	9.17		9.92		11.04		9.03		9.85		8.73		9.18	
Eu	0.08		0.02		0.04		0.12		0.05		0.07		0.08	
Gd	6.32		7.94		8.64		6.77		7.44		6.91		6.74	
Tb	0.95		1.23		1.51		1.15		1.14		1.12		1.11	
Dy	5.78		8.12		9.27		6.71		7.06		6.60		7.06	
Ho	1.12		1.59		1.82		1.46		1.45		1.38		1.38	
Er	3.28		4.80		5.73		4.29		3.97		4.05		4.15	
Tm	0.54		0.82		0.91		0.78		0.69		0.68		0.75	
Yb	3.62		5.44		5.81		5.30		4.77		5.09		5.14	
Lu	0.59		0.85		0.95		0.82		0.71		0.82		0.79	
$(La/Yb)_N$	15.51		11.13		10.90		10.44		12.51		10.76		11.09	
Th/Ta	15.10		13.78		14.18		14.22		14.88		13.01		13.34	
La/Nb	1.47		1.70		1.64		1.45		1.49		1.51		1.52	
Y/Nb	0.62		0.96		1.07		0.83		0.79		0.82		0.83	
Nb/Ta	10.53		10.16		10.40		11.09		10.70		10.58		10.66	

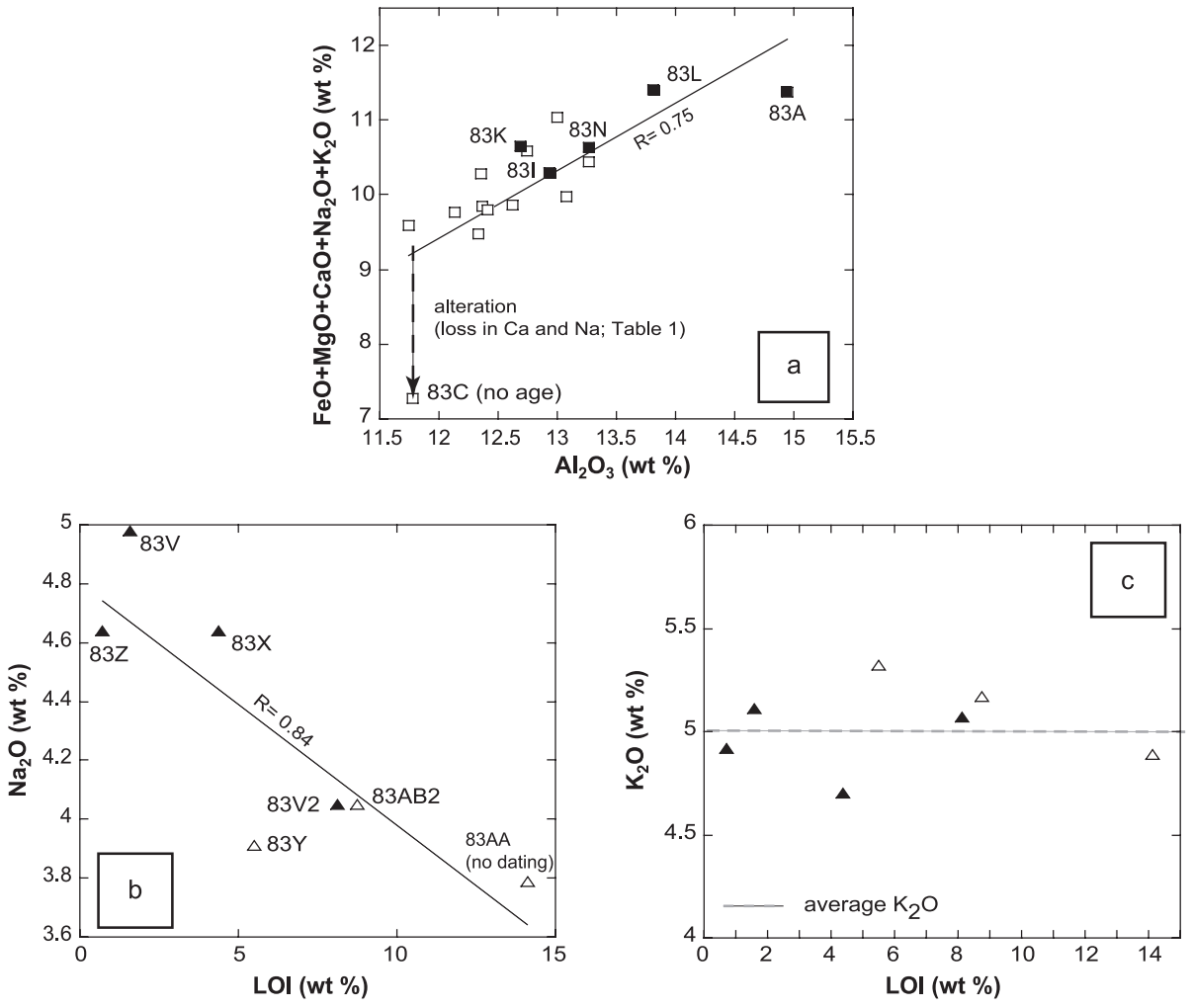


Fig. 3. (a) FeO+MgO+CaO+Na_2O+K_2O (wt.% oxide) versus Al_2O_3 (wt.%) plot for the acidic products of Ponza. Symbols: black squares=rhyolitic dykes; white squares = hyaloclastites. (b) Na_2O and (c) K_2O versus LOI (wt.%) plots for Palmarola rhyolites. Symbols: black triangles=rhyolitic dykes; white triangles = hyaloclastites.

1 and 2; Fig. 4a). As shown by the K_2O vs. SiO_2 diagram (Fig. 4b), rhyolitic rocks of Ponza are high-K calc-alkaline, while trachytes have a shoshonitic affinity. Palmarola rhyolites appear slightly, and

Notes to Table 2:
Analyses performed by ICP-AES and ICP-MS (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Nancy, France).
83V2 cor: major elements analyses recalculated on a volatile-free basis.
Fe_2O_3*=total Fe as Fe_2O_3.
nd=not detected.
LOI=Loss On Ignition.
$(La/Yb)_N$=chondrites normalized ratio.
(La/Yb) chondrites=1.394 (after Sun and McDonough, 1989).
ASI: Alumina Saturation Index=Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO) in molar proportion.
AI: Agpaitic Index=(Na_2O+K_2O)/(Al_2O_3) in molar proportion.

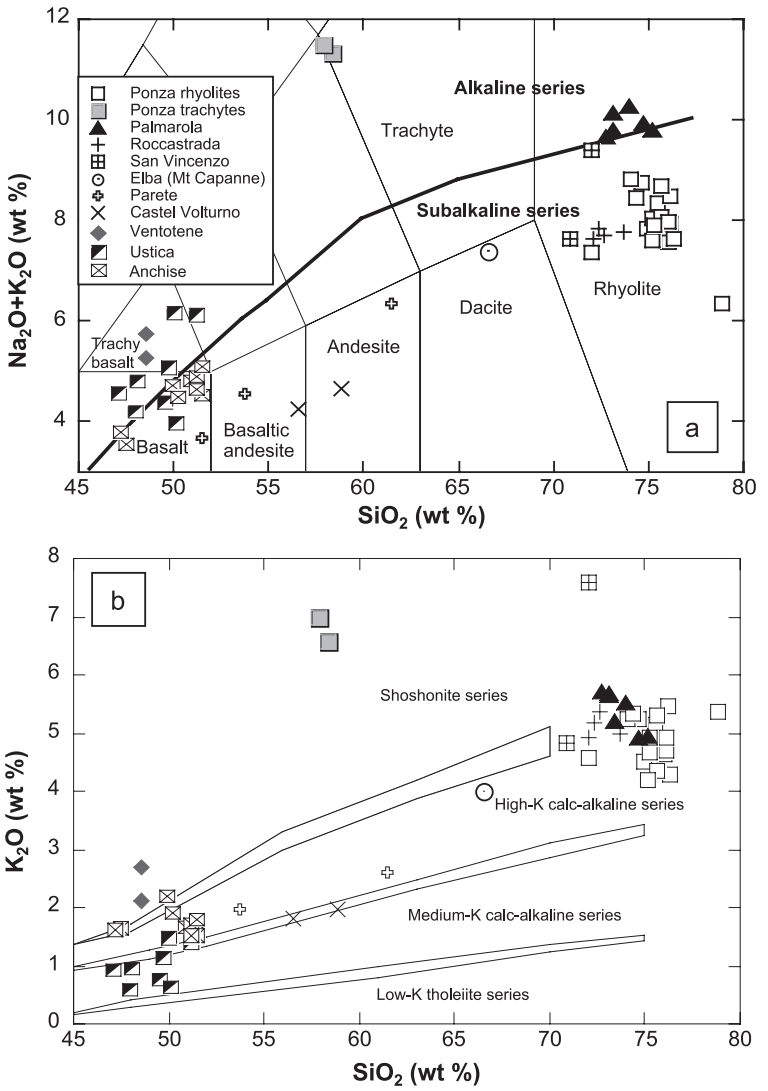


Fig. 4. (a) Total alkalis vs. silica diagram (TAS; Le Maître et al., 1989) for volcanic rocks of Ponza and Palmarola islands, together with rocks from Tuscany (Elba, San Vincenzo, Roccastrada: authors' unpublished data; Campanian Plain boreholes [Parete (Albani et al., 1980) and Castel Volturno (Beccaluva et al., 1991)], Eastern Pontine Archipelago [Ventotene (Beccaluva et al., 1991)], and Ustica–Anchise volcanic centers (Calanchi et al., 1984). Alkaline/subalkaline limit: Irvine and Baragar (1971). (b) K_2O vs. silica diagram (Rickwood, 1989); data sources and symbols as in Fig. 5(a). Major elements analyses recalculated on a volatile-free basis.

partly, more K-enriched than Ponza high-K calc-alkaline rhyolites.

Ponza and Palmarola products are enriched in the most incompatible elements ($(La/Yb)_N$>10; Tables 1 and 2). REE and multi-element patterns (Fig. 5) show that the rhyolites in both islands yield negative anomalies in Eu (Fig. 5a), Ba, Ta, Sr and Ti (Fig. 5b). Nevertheless, Palmarola rhyolites are more enriched in incompatible elements than those of Ponza and have higher negative anomalies in Eu, Ba and Sr, which can be interpreted as a higher degree of fractionation of feldspar. Trachytes (83R and 83T2) have intermediate composition. Negative anomalies in Nb and Ta, well marked in Ponza rhyolites and trachytes are characteristic of the Miocene–Pleistocene Italian magmatic rocks (Peccerillo and Panza,

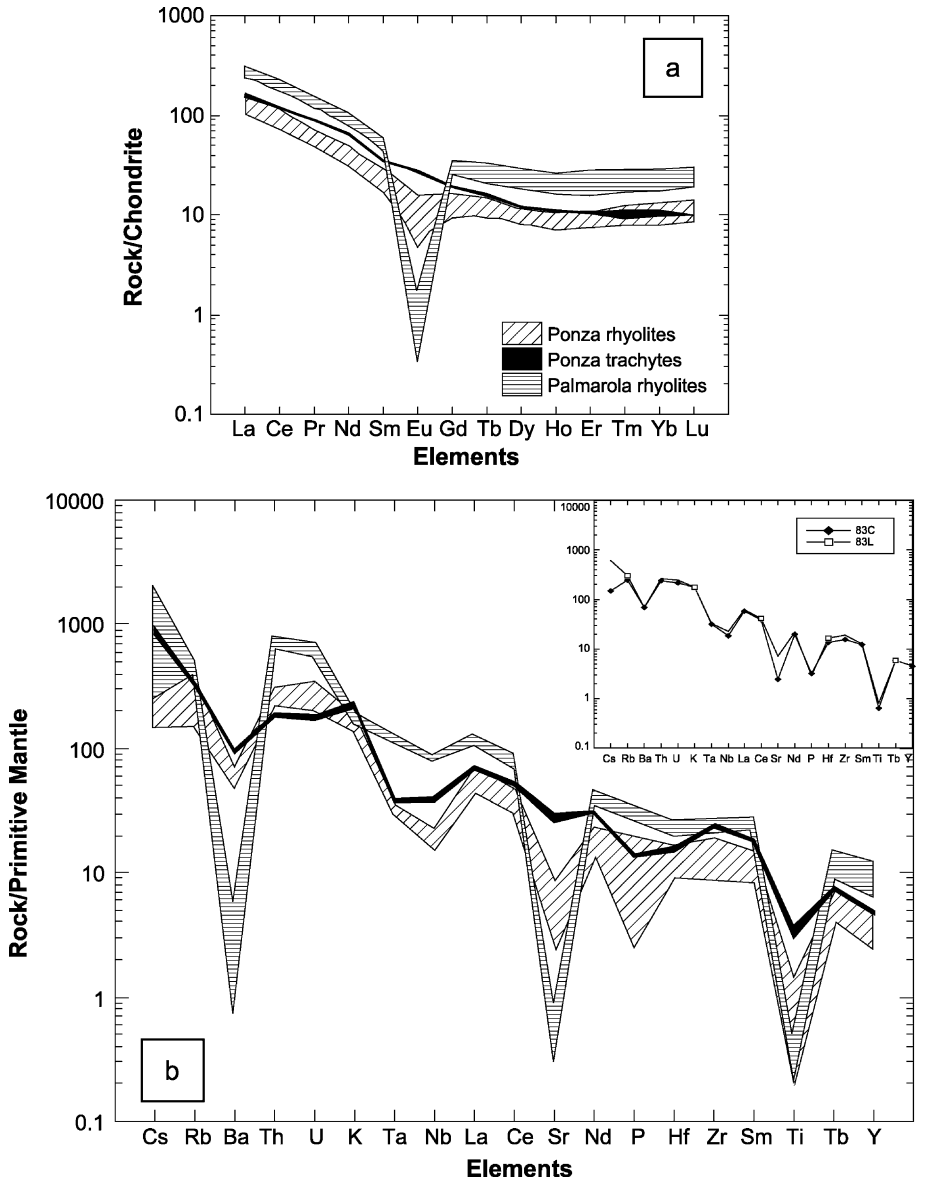


Fig. 5. (a) REE diagram of Ponza and Palmarola volcanic rocks. REE normalized to the average C1 chondrites of Boynton (1984). (b) Spider diagram of Ponza and Palmarola volcanic rocks normalized to primordial mantle (Wood et al., 1979). The inset of the upper right corner displays a comparison between the less altered (83L) and the most altered (83C) rhyolitic products of Ponza. The very similar patterns strongly suggest immobility of trace elements during alteration.

1999; Lustrino, 2001). Palmarola rhyolites display a very discrete negative anomaly in Nb, while the Ta negative anomaly lacks.

The two common features of Ponza and Palmarola rhyolites and trachytes (enriched patterns in the most incompatible elements and Nb–Ta negative anomalies) suggest, respectively: (1) restitic melt compositions after protracted fractional crystallization processes, and/or an enriched type source; (2) crustal contamination of magmas, and/or a metasomatised source.

Nervertheless, Nb negative anomaly, much more accentuated in Ponza rhyolites than in the trachyte and in the Palmarola rhyolites (Fig. 5b), suggests a greater crustal involvement in their genesis.

Table 3
K–Ar ages of Ponza volcanic rocks

Locality	Sample	Occurrence	Rock type	Phase	Size (μm)	Weight (g)	K (%)	^{40}Ar total/g $\times10^{13}$	^{40}Ar* (%)	Age (Ma)	± (Ma)	Mean age (Ma)	± (Ma)
Piana Incenso	83A	neck	ρ	groundmass	125 –250	1.04862	4.10	15.70	10.1	3.77	0.08	3.77	0.08
Piana Incenso	83A	neck	ρ	plagioclase	125 –250	1.03884	1.66	8.58	8.0	4.04	0.09	3.95	0.09
						0.07852	1.66	6.93	9.6	3.88	0.08		
Cala dell'acqua	83D2	hyaloclastite	ρ	groundmass	125–250	0.35021	3.69	21.98	6.8	3.92	0.10	3.84	0.10
						0.10836	3.69	18.53	7.7	3.77	0.09		
Piana Incenso Campo Sportivo	83E	hyaloclastite	ρ	glass	250 –500	0.07898	3.36	11.39	11.5	3.74	0.06	3.73	0.06
						0.16222	3.36	11.06	11.8	3.71	0.06		
Cala Inferno	83F	hyaloclastite	ρ	glass	250 –500	0.07434	3.94	4.92	33.1	3.95	0.06	3.96	0.06
						0.24945	3.94	3.71	44.0	3.97	0.06		
Cala Inferno	83F2	pyroclastic flow	ρ	groundmass	125 –250	0.30344	3.75	9.11	13.4	3.15	0.06	3.16	0.06
						0.19871	3.75	8.94	13.7	3.17	0.06		
Cala Feola	83G	pyroclastic flow	ρ	glass	125–250	0.08000	4.10	10.65	12.0	2.97	0.05	2.91	0.05
						0.15487	4.10	10.22	12.1	2.89	0.05		
						0.15437	4.10	9.91	12.4	2.86	0.05		
Cala Inferno	83I	dyke	ρ	groundmass	125–250	0.36219	4.70	2.04	7.3	4.10	0.08	4.17	0.08
						0.10478	4.70	2.12	8.4	4.26	0.08		
						0.09505	4.70	2.09	8.6	4.18	0.08		
						0.09526	4.70	2.06	8.6	4.13	0.08		
Forna Chiesa	83J	hyaloclastite	ρ	groundmass	125 –250	1.06932	3.63	4.52	32.3	3.91	0.06	4.01	0.06
						0.37489	3.63	5.42	28.2	4.09	0.06		
Capo Bianco	83M3	hyaloclastite	ρ	groundmass	125–250	0.33300	3.41	7.02	19.5	3.88	0.06	3.86	0.06
						0.23222	3.41	6.25	21.6	3.84	0.06		
Chiaia di Luna	83N	dyke	ρ	groundmass	125 –250	0.34600	4.47	8.97	22.0	4.23	0.06	4.20	0.06
						0.34698	4.47	12.06	16.2	4.17	0.06		
						0.29657	4.47	13.23	14.8	4.18	0.07		
Cimitero	83O	hyaloclastite	ρ	glass	125–250	0.08237	3.73	7.76	18.7	3.72	0.06	3.71	0.06
						0.20031	3.73	6.82	21.1	3.70	0.06		
Capo Fieno	83Q	hyaloclastite	ρ	groundmass	125–250	0.38608	4.29	3.43	53.7	4.17	0.06	4.18	0.06
						0.43157	4.29	3.03	61.3	4.20	0.06		
Monte Guardia	83R2	cumulate in trachyte	S	sanidine	125–250	0.55381	8.10	14.39	59.4	1.03	0.01	1.03	0.01
						0.63709	8.10	1.48	57.8	1.03	0.01		
Bagno Vecchio	83T	pyroclastic flow	ρ	feldspar	125–250	1.00067	5.18	2.10	77.6	3.05	0.04	3.08	0.04
						0.99887	5.18	2.24	74.1	3.10	0.04		
Monte Guardia	83T2	dome	τ	feldspar	125–250	1.00267	6.80	1.33	54.2	1.03	0.01	1.03	0.01
						1.01343	6.80	1.17	61.6	1.03	0.01		
Capo Bianco	83U2	hyaloclastite	ρ	groundmass	125–250	0.35055	3.41	7.64	17.3	3.76	0.06	3.72	0.06
						0.22012	3.41	6.60	19.7	3.69	0.06		

ρ: rhyolites; τ: trachytes; S: sanidine cumulate.

All products show a geochemical composition typical of subduction/collision zones (high-K calc-alkaline to shoshonitic series, enriched incompatible trace elements patterns, negative anomalies in Nb–Ta) with some differences: high LILE/HFSE (Th/Ta=16–21) and LREE/HFSE ratios (La/Nb≥3.5) illustrate that Ponza rhyolites have an orogenic affinity characteristic of Island Arc Basalts (IAB; Gill, 1981), while Palmarola rhyolites and Monte Guardia trachytes display chemical compositions approaching those of anorogenic lavas (La/Nb=1–2; Gill, 1981). Nevertheless, the Th/Ta ratio ranging from 11 to 15 (Table 1), and the more or less marked Nb–Ta negative anomalies of Palmarola rhyolites and Monte Guardia trachytes suggest a preserved orogenic component, which can be interpreted as a witness of the previous metasomatic process having affected their source.

4.3. Geochronology

K–Ar ages for Ponza and Palmarola volcanic rocks are reported in Tables 3 and 4 and located in Fig. 2. All samples yielded reproducible values and ages appear in agreement with the available stratigraphic control. K–Ar ages obtained on two different phases for the same sample show concordant results at the 2σ level (83A and 83X,

Table 4
K–Ar ages of Palmarola volcanic rocks

Locality	Sample	Occurrence	Rock type	Phase	Size (μm)	Weight (g)	K (%)	^{40}Ar total/g $\times10^{13}$	^{40}Ar* (%)	Age (Ma)	± (Ma)	Mean age (Ma)	± (Ma)
Capo S. Silverio	83V	neck	ρ	feldspar	125–250	0.53191	5.62	1.71	54.1	1.57	0.02	1.58	0.02
						0.53394	5.62	1.71	54.2	1.58	0.02		
Capo S. Silverio	83V2	surrounding neck	ρ	sanidine	125–250	0.60611	5.57	1.42	64.6	1.57	0.02	1.56	0.02
						0.62607	5.57	1.57	57.5	1.56	0.02		
La Radica	83X	columnar lava flow	ρ	feldspar	125–250	0.56345	5.50	2.24	41.0	1.60	0.02	1.59	0.02
						0.56005	5.50	2.09	43.7	1.59	0.02		
La Radica	83X	columnar lava flow	ρ	groundmass	125–250	0.27343	3.62	14.73	4.2	1.64	0.05	1.57	0.05
						0.27545	3.62	8.42	3.4	1.53	0.05		
						0.27542	3.62	14.31	4.2	1.58	0.04		
						0.25768	3.62	14.31	4.0	1.52	0.04		
Cala del Porto	83Y	hyaloclastite	ρ	sanidine	125–250	0.59149	5.45	1.45	63.5	1.64	0.02	1.64	0.02
						1.05620	5.45	1.27	72.5	1.64	0.02		
Mt. Tramontana	83Z	dome	ρ	plagioclase	125–250	0.10134	3.77	1.61	36.0	1.49	0.02	1.52	0.02
						0.95648	3.77	1.12	53.2	1.54	0.02		
Punta Vardella	83AB2	hyaloclastite	ρ	feldspar	125–250	0.75460	5.83	1.32	74.5	1.63	0.02	1.63	0.02
						1.21433	5.83	1.26	77.4	1.63	0.02		

ρ: rhyolites.

Tables 3 and 4). The obtained age of 4.17±0.08 Ma for 83I dyke is slightly higher than the age of its country rock (hyaloclastite 83F; 3.96±0.06 Ma), but they are not significantly different at a 2*s* uncertainty level.

The obtained K–Ar ages of Ponza units display three distinct episodes (Fig. 6a). The first one ranges from 4.20±0.06 Ma (sample 83N: a rhyolitic dyke located on the northern cliff of Chiaia di Luna bay; Fig. 2; Appendix C) to 3.72±0.06 for the white pumice at Capo Bianco bay, in the central section of the island (sample 83U2; Fig. 2). It is composed of rhyolites, exposed as dykes (e.g., 83I and 83N), necks (83A, Appendix C) and hyaloclastites (pumices and obsidians) forming about 90% of the volcanic outcrops of Ponza.

The "Punta del Fieno South" formation (Vezzoli, 1988) is represented as a small outcrop in the inner section of a tuff-cone. It was stratigraphically bracketed between the episode of the rhyolitic dyke emplacement (here dated between 4.2 and 3.7 Ma, Table 3) and the episode of emplacement of the Monte Guardia trachytic dome at 1 Ma (Vezzoli, 1988; Bellucci et al., 1997). The age of 4.18±0.06 Ma (83Q, Table 3) obtained here for the pumice of Punta del Fieno South suggests that it was emplaced contemporaneously with the rhyolite–hyaloclastite formation to the north of Ponza and the rhyolitic dykes.

A second episode, which is here constrained by K–Ar ages obtained on three samples, took place around 3 Ma (Fig. 6a). Two samples (83G: 2.91±0.05 Ma; 83F2: 3.16±0.06 Ma; Table 3; Fig. 2) seem to belong to the same unit, a thick formation of welded dark-grey pumice exposed at Cala Feola, on the east side of Ponza island, and Cala d'Inferno on the west side of the island (see Appendix C). The third sample (83T: 3.08±0.04 Ma, Table 3) is located south of Ponza, on the east margin of the Monte Guardia, at the locality called "Bagno Vecchio" (Fig. 2). At Bagno Vecchio, a laminated and cross-bedding pyroclastic surge unit is exposed (Appendix C). It was erupted from a series of tuff cones identified on the margins of the Monte Guardia trachyte dome (Scotti, Chiaia di Luna, Punta del Fieno; Vezzoli, 1988). Bagno Vecchio unit was previously identified as the oldest pyroclastic unit together with Punta del Fieno (Vezzoli, 1988). Here, we show that 1 Ma of volcanic quiescence separates these two events and that Punta del Fieno is older than the Bagno Vecchio formation.

The last episode of volcanic activity on Ponza Island is characterized by the emplacement of the large trachytic body forming the present-day southern end of the island (Monte Guardia; Figs. 2 and 6a). K–Ar dating performed on trachyte 83T2 and sanidine cumulate 83R2 give identical ages of 1.03±0.01 Ma (Table 3). These ages are slightly younger than those previously determined by Barberi

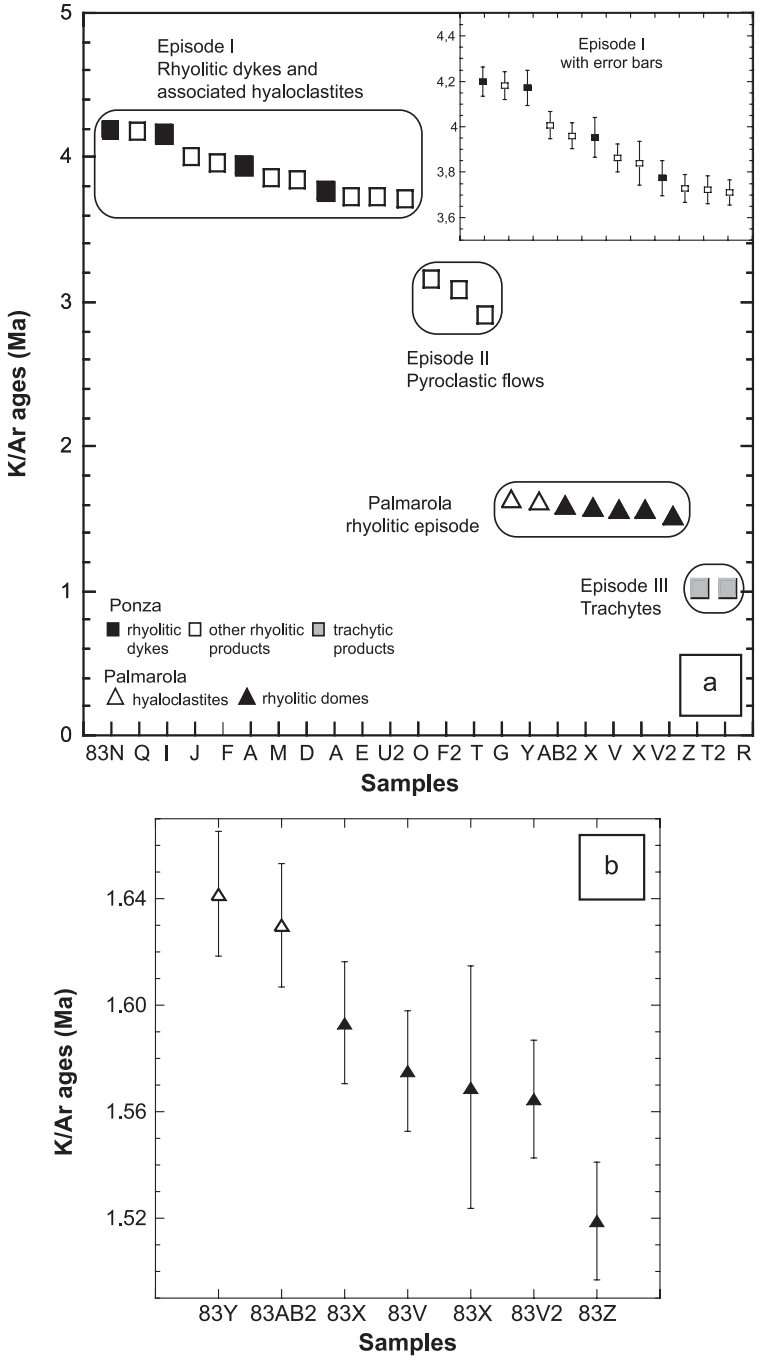


Fig. 6. (a) Diagram showing K–Ar ages obtained on mineral separates of the volcanic rocks of Ponza and Palmarola islands. Sample labels are reported on the *x*-axis. This figure illustrates the three volcanic episodes on Ponza. A zoom of the first volcanic episode is shown with error bars for each age in the inset of the upper right corner. (b) Diagram zooming on Palmarola K–Ar ages with their analytical uncertainties.

et al. (1967; 1.2–1.1 Ma), Savelli (1987; 1.13±0.04 Ma) and Bellucci et al. (1999; 1.32±0.07 Ma) on the trachyte of Monte Guardia.

During the period of volcanic quiescence in Ponza Island, between 3 and 1 Ma, rhyolitic domes, hyaloclastites and pyroclastic units were erupted in the nearby Palmarola Island (Fig. 2). Following the stratigraphic correlation of Vezzoli (1999), the volcanic activity of Palmarola Island can be summarized in two main epochs (see Section 2). The first one produced large hyaloclastite units of Pliocene age, outcropping mainly south of the island (Punta Vardella; Fig. 2); the second one produced a south (Punta Mezzogiorno) to north (Monte Tramontana) serie of rhyolitic domes of Plio-Pleistocene age. Our K–Ar dating of these units (Table 4; Fig. 6b) shows that the hyaloclastites are slightly older than the rhyolitic domes but are of Pleistocene age. The southern "hyaloclastic" body of Palmarola (although the fluidization figures and cross-bedding of the 200 m high cliff of Punta Vardella suggest a pyroclastic flow rather than a hyaloclastite unit) yields an age of 1.63±0.02 Ma (sample 83AB2) similar to that of a pumice (83Y; Fig. 2), sampled in a "hyaloclastic" unit located in the centre of the island, dated at 1.64±0.02 Ma (Fig. 6b). The rhyolitic necks, domes and associated products of Palmarola yield ages ranging from 1.59±0.02 (sample 83X, La Radica) to 1.52±0.02 Ma (83Z, Mt Tramontana dome, Table 4; Fig. 2).

5. Discussion

5.1. Geologic evolution of Ponza and Palmarola islands

In contrast to Barberi et al. (1967) and Savelli (1984, 1987), who report K–Ar ages older than 5 Ma for the rhyolites of Ponza, we did not date any volcanic units older than 4.2 Ma (Table 3) despite an exhaustive sampling. The difference could be explained by the fact that the K–Ar ages of Barberi et al. (1967) and Savelli (1984, 1987) were measured on whole rock, increasing the risk of ^{40}Ar inheritance. Our K–Ar ages were obtained on separated phases. The mineral selection permits also to get rid of the effects of weathering which may provoke K loss.

The K–Ar ages from Table 3 show that the bulk of the island of Ponza, represented by rhyolitic dykes and hyaloclastites, has been built in less than 500 ka, between 4.2 and 3.7 Ma (Fig. 6a). The mostly contemporaneous age for rhyolitic dykes and hyaloclastite and their similar chemical composition are consistent with the scenario of Carmassi et al. (1983) who describe the igneous intrusions at Ponza as the feeder conduits for the hyaloclastites. This is inconsistent with the model of Barberi et al. (1967), who proposed that the rhyolitic dykes intruded much later, at 1.9 Ma, according to a single K–Ar age obtained on a dyke from Cala d'Inferno.

Our results report a rhyolitic episode, which occurs between 3.2 and 2.9 Ma (Fig. 6a). This newly discovered episode was probably characterized by subplinian activity as inferred from the surge flow deposit observed at Bagno Vecchio (sample 83T). Altaner et al. (2003) dated the products of the hydrothermal alteration north of Ponza, by using K–Ar method on illite. Inspite of very large uncertainties, the episode of intense hydrothermal activity can be dated between 3.52±0.98 and 3.09±2.00 Ma. Altaner et al. (2003) linked this episode to the igneous activity of the TMP between 4 and 2.3 Ma, which shows large hydrothermal alteration of its products at the Tolfa–Cerite–Manziana complex. Here, we suggest that this hydrothermal pulse was not necessarily produced by large-scale regional volcanic activity. Indeed, surges usually cover a maximal distance from the vent of about 10 km (Fisher and Schmincke, 1984). A more realistic hypothesis would be that the local explosive volcanic activity at Ponza triggered the hydrothermal alteration of the island. This explosive volcanic episode is dated at 3.2–2.9 Ma, age that is consistent with K–Ar ages on illite (Altaner et al., 2003), taking into account the large uncertainties.

About 2 Ma later, at 1.03±0.01 Ma (83R2 and 83T2, Table 3), the extrusion of the trachytic dome and associated pyroclastic products in the south (Fig. 2) is the final stage of the build-up of the island. This final activity was contemporaneous with the emplacement of the trachyte from La Botte reef (1.23±0.04 Ma; Savelli, 1987), Calzone Muto and Le Formiche, southeast of Ponza (0.99 and 0.93±0.05 Ma; Bellucci et al., 1999) and corresponds to the beginning of the Eastern Pontine

volcanic activity (0.92–0.33 Ma; Metrich et al., 1988; Bellucci et al., 1999).

It is important to note that the Ponza rhyolites represent the last acidic Pliocene manifestations in the entire Pontine Archipelago, and one of the latest expressions of such magmatism in central Italy.

New K–Ar ages obtained for Palmarola rhyolites (Table 4) show that the whole island was built during only one short period of ca. 120 ka, between 1.64±0.02 and 1.52±0.02 Ma, during Early Pleistocene, (Fig. 6b). This eruptive period comprises two eruptive epochs in agreement with field observations of Vezzoli (1999): During the first epoch (1.64–1.63 Ma), the hyaloclastite formation was emplaced; during the second epoch (1.59–1.52 Ma), the hyaloclastite was intruded by domes. This latter eruptive epoch was dated slightly older (1.7–1.6 Ma) by Savelli (1987; 1.75±0.06 Ma by K–Ar) and Arias et al. (1980; 1.58±0.23 Ma by fission tracks).

5.2. Comparison with neighbor magmatic provinces

Rhyolites can be derived either from crustal anatexis or basaltic magma differentiation. For the rhyolites of both islands, no associated lavas of mafic and intermediate composition were described on the field, nor offshore (A.M. Conte, written communication), suggesting a crustal origin.

Ponza rhyolites show striking geochemical similarities with some of the anatectic Tuscan acidic rocks in their major (e.g., Ponza: Na_2O/K_2O=1.2–1.8, Elba: 0.8–3.5, Roccastrada: 1.9–2.5; Rocchi et al., 2003; Poli and Perugini, 2003; and Fig. 4) and trace element compositions (Fig. 7), as well as in their high $\delta^{18}O$ (>+10‰$_{SMOW}$; Turi et al., 1991). Furthermore, K–Ar ages of TMP (e.g., Campiglia: ~6–4 Ma; Eastern Elba: 5.1 Ma; Giglio: 5.1 Ma; San Vincenzo: 4.7 Ma; Monteverdi: 3.8 Ma; Tolfa: 3.8–2.3 Ma; Roccastrada: 2.2 Ma; Savelli, 2000; Peccerillo, 2001) are in the same range than those of Ponza.

However, some features argue against crustal anatexis for Ponza rhyolites. Indeed, they do not present all the mineralogical and chemical characteristics of rocks formed by crustal anatexis. There are no specific minerals of crustal origin such as andalusite, cordierite, garnet, muscovite nor tourmaline (see Appendix A). In addition, Ponza rhyolites are metaluminous (AI and ASI <1; Table 3), while the Tuscan

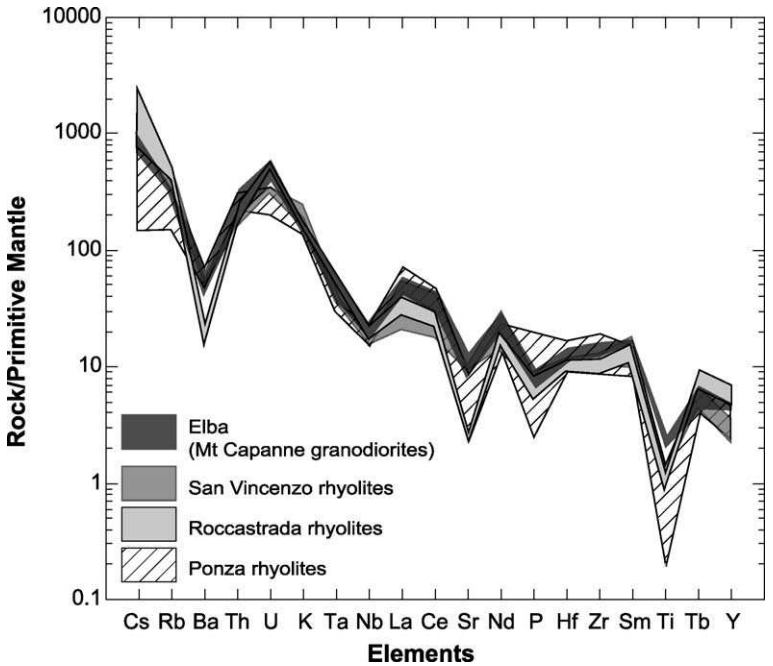


Fig. 7. Primordial mantle-normalized spider diagram (Wood et al., 1979) comparing Ponza rhyolites with other acidic magmatic rocks from Tuscan Magmatic Province (TMP): Elba, San Vincenzo, Roccastrada (authors' unpublished data and Giraud et al., 1986).

anatectic rocks (e.g., Elba and Roccastrada) are peraluminous (ASI>1.1; Rocchi et al., 2003; Poli and Perugini, 2003). The isotopic signatures of Ponza rhyolites are also different from those of pure anatectic rocks. Indeed, they have lower Sr (0.71042–0.71048) and higher Nd (0.51224–0.51227; Conte and Dolfi, 2002) radiogenic isotopic ratios than most of the Tuscan anatectic rocks (e.g., Roccastrada rhyolites: $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.718–0.720 and $^{143}Nd/^{144}Nd \approx 0.51222$; Peccerillo, 2001). This implies differences in the sources. The lower $^{87}Sr/^{86}Sr$ of the Ponza rhyolites could be due to the mixing between crustal anatectic and mantle-derived melts. Such a process was proposed for other Tuscan acidic rocks with relatively low radiogenic Sr isotopic signatures (e.g., some San Vincenzo rhyolites with $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.71283–0.71542 and $^{143}Nd/^{144}Nd$= 0.51224–0.51227; Ferrara et al., 1989; Pinarelli et al., 1989; Feldstein et al., 1994). Conte and Dolfi (2002) suggest that Ponza rhyolites could represent a differentiated melt derived from a mafic-intermediate calc-alkaline magma, which interacted with sialic crust during ascent. In such hypothesis, crustal interaction with mantle-derived magmas would explain the strong negative anomaly in Nb (Fig. 5b). Besides, the calc-alkaline basalts and the andesites found in the nearby Campanian Plain (Albani et al., 1980; Beccaluva et al., 1991; D'Antonio and Di Girolamo, 1995) would correspond to the less evolved liquids, not exposed directly in Ponza (Fig. 4).

Concerning the Punta della Guardia trachytic unit of Ponza, it is thought to be the latest stage in the evolution of a parent basaltic melt in a shallow magma chamber undergoing fractional crystallization (Fedele et al., 2003). The parental magma is not exposed on Ponza but is likely represented by the more primitive and coeval basalts and trachybasalts found on the nearby Ventotene Island and dated at 0.92–0.33 Ma (Fig. 1), which appear to be co-magmatic with Ponza (Metrich et al., 1988; Bellucci et al., 1999; Fedele et al., 2003).

Unlike Ponza, Palmarola rhyolites do not share any geochemical and age similarities with the Tuscan anatectic acidic rocks. Their peralkaline character (AI>1), their higher HFSE (Ta, Nb, Hf, Zr) content, the lower Sr content (6.5–18 ppm) and the lower $\delta^{18}O$ (+7 $‰_{SMOW}$; Turi et al., 1991) are not consistent with a pure crustal origin. The transitional character of Palmarola rhyolites (Fig. 4) and their lower La/Nb (1–2), approaching those of anorogenic lavas, do not indicate any possible relationship with the orogenic (La/Nb>2) and high-K calc-alkaline Campanian lavas (Fig. 5; Parete and Castel Volturno boreholes) as suggested by (Di Girolamo et al., 1996).

5.3. Magmatic sources and geodynamic context

Y/Nb and Yb/Ta ratios are not significantly affected by differentiation processes and thus can be used as indicators of magma sources (Eby, 1990). These ratios for Ponza and Palmarola rhyolites, and for the trachytes of Mt. Guardia are shown in Fig. 8, and compared with ratios of acidic rocks from different tectonic contexts. The Y/Nb and Yb/Ta ratios of Pliocene rhyolites of Ponza fall in the range of orogenic volcanic-arc type lavas as demonstrated by their location between the fields of arc granites and rocks from continent–continent collision (e.g., anatectic rhyolites of Roccastrada; Fig. 8). The source has Y/Nb ratios greater than 1.2, which is close to island arc or active continental margins basalts (Eby, 1990).

Pleistocene Palmarola rhyolites and Ponza trachytes have Y/Nb and Yb/Ta ratios similar to those of acidic rocks emplaced in anorogenic settings (A-type felsic rock field; Fig. 8). This field includes both within-plate and, along continental margins during the waning stages of subduction-zone-related magmatism (Eby, 1990; Fig. 8). Furthermore, their Y/Nb ratios lower than 1.2 suggest that they probably derived from sources chemically close to those of Ocean Island Basalts (Eby, 1990). This type of source would imply the upwelling of deep enriched mantle.

Here, we propose that Palmarola rhyolites could be derived by the induced partial melting of a previously enriched lithospheric mantle (metasomatized mantle by dehydration of the subducted slab) by the upwelling of asthenospheric mantle. The mixing between the melts coming from these two different sources could explain the preserved orogenic component (inherited the lithospheric source) and the alkaline intraplate-type like affinity (inherited the asthenospheric component), respectively.

A trivariate plot Hf–Rb–Ta (Fig. 9) permits to distinguish syn-collisional and late- to post-collisional

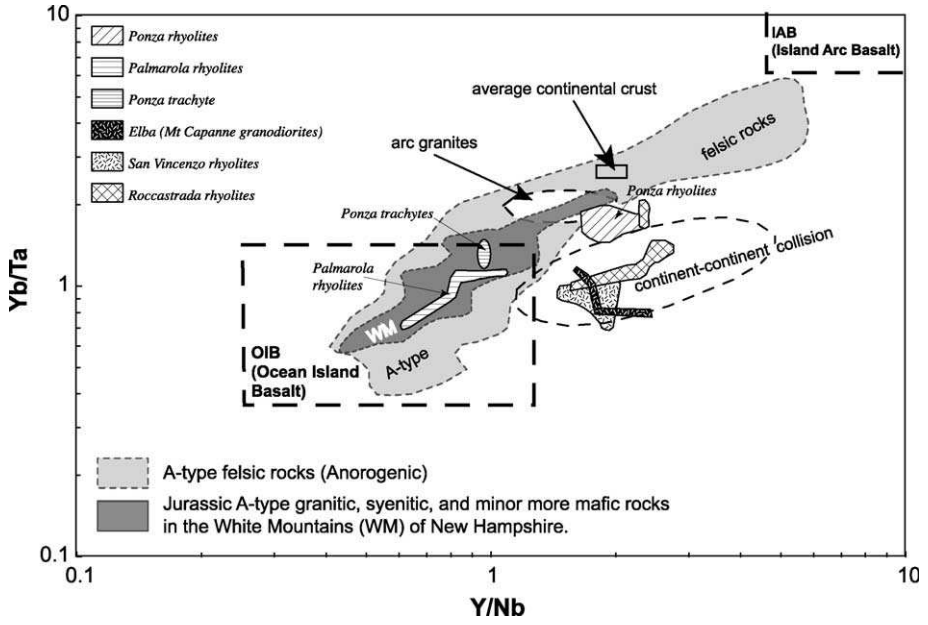


Fig. 8. Yb/Ta vs. Y/Nb diagram (Eby, 1990) for Ponza and Palmarola volcanic rocks. These ratios, which are not strongly influenced by differentiation processes, serve as indicators of magma sources. Acidic magmatic rocks from TMP have been also reported for comparison (Giraud et al., 1986; Pinarelli et al., 1989; Coli et al., 2001; Poli and Perugini, 2003; authors'unpublished data). Dashed line fields indicate the compositions of rocks from various tectonic settings. Light and dark gray fields represent compositions of typical anorogenic felsic rocks (Eby, 1990).

products. Ponza products follow a trend ranging from volcanic-arc to syn-collisional fields, whereas Palmarola rhyolites are emplaced in a late- to post-collisional context. This is consistent with the ages found for these rocks: Pliocene for the Ponza syn- to late-collisional rhyolites and Pleistocene for Palmarola late- to post-collisional products. This plot shows that Palmarola products are definitively not emplaced in an intraplate context but rather emplaced during the waning stages of subduction. The different magmatic affinity observed between the rhyolites of Ponza and those of Palmarola can be thus attributed to different tectonic settings affecting the composition of the source region of the magmas. In the case of Palmarola, the supposed and above invoked upwelling of deep material could have been induced by local extension due to the opening of the Tyrrhenian Sea (Malinverno and Ryan, 1986). This extension phenomenon is characteristic of the post-collisional setting areas.

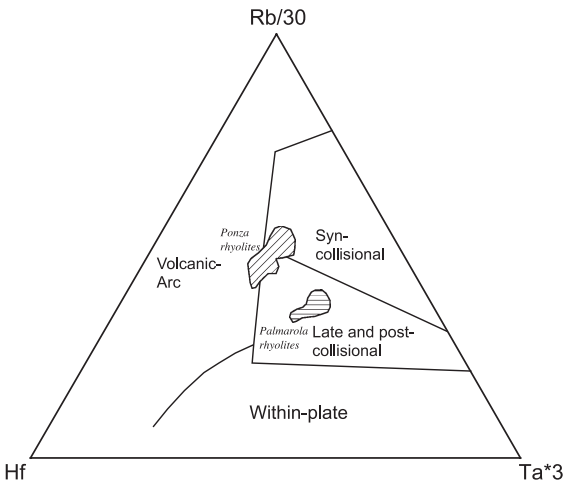


Fig. 9. Hf–Rb/30–Ta×3 discriminating diagram for rocks of granitic composition (Harris et al., 1986) applied to Ponza and Palmarola rhyolites. This diagram shows the fields for volcanic-arc, within-plate, syn-collisional and late- to post-collisional granites.

The variations of the Th/Ta ratio through time (Fig. 10) show that the orogenic character was preserved (Th/Ta>10 for all lavas) but lowered with time with a decrease of Th/Ta ratios from the Pliocene Ponza rhyolites to the Pleistocene trachytes. At the same time, Nb/Ta ratios increase from typical crustal values (10.9–17.5; Gao et al., 1998) toward

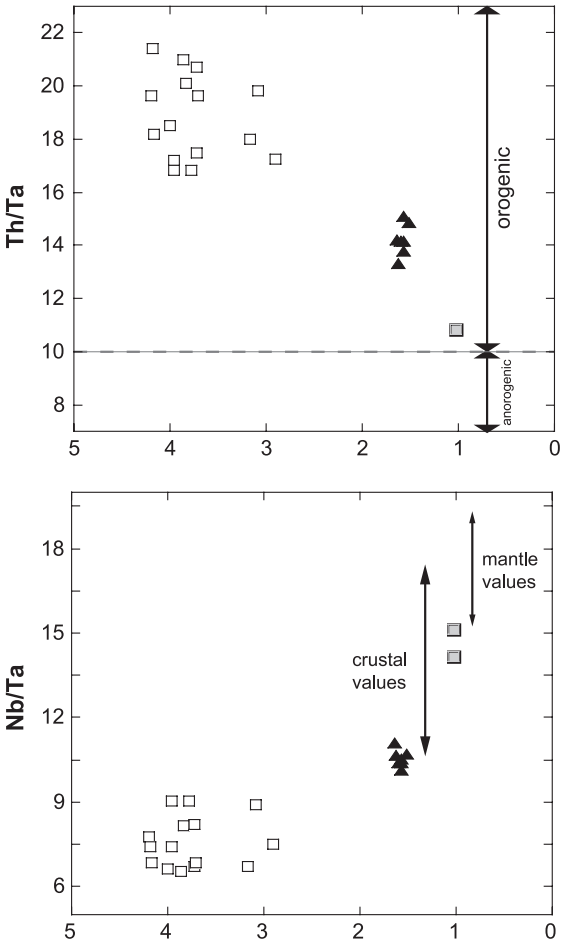


Fig. 10. Th/Ta and Nb/Ta ratios vs. K–Ar ages diagrams showing the evolution of these ratios with time. Th/Ta ratio is commonly used as an indicator of the orogenic character of a rock. Crustal and mantle values for Nb/Ta ratios are from (Green, 1995). Symbols: as in Fig. 4.

mantle values (17.5±2.0; Sun and McDonough, 1989; Fig. 10). These variations could reflect the waning stages of subduction-related magmatism and the transition to anorogenic magmatism. Indeed, geochemical and tectonic studies show that there is a marked association between alkali volcanism and the end of subduction, along active continental margins (Hole et al., 1991; Bonin et al., 1998). If we assume that: (1) emplacement of the pyroclastic units at Cala Feola, Cala d'Inferno and Bagno Vecchio at 3.06±0.05 Ma (Fig. 2) marks the end of the orogenic magmatism, and (2) the Palmarola rhyolites (1.64±0.03 Ma) mark the onset of a transition towards anorogenic magmatism, the duration of the transition is lower than 1.3 Ma.

This time interval can be compared with the duration of about 2.7 Ma for the transition from Anchise seamount high-K calc-alkaline and shoshonite basalts to Ustica island Na-alkali basalts (Fig. 4). These two volcanic apparatus are part of the supposed "Ponza–Anchise" arc (Argnani and Savelli, 1999). Analogous considerations, as those suggested for Ponza and Palmarola, were proposed to understand the geochemical differences of the lavas of these neighbor outcrops located on the northern continental slope of Sicily (Fig. 1; Calanchi et al., 1984). Indeed, the mantle source of Ustica Pleistocene volcanism, although comparable with those of intraplate basalts, was also slightly modified by fluids or melts derived from the subducted African Plate (Beccaluva et al., 1982). This case is rather similar to that of Palmarola Pleistocene peralkaline rhyolites. If we assume that the Y/Nb ratio is not significantly modified by differentiation processes, as suggested by Eby (1990), we could compare this ratio measured in basalts of Anchise and Ustica and in the Ponza–Palmarola rhyolites. The Y/Nb vs. ages diagram (Fig. 11) points out the close geochemical affinity and ages of Ponza rhyolites and Anchise basalts in one hand, and Palmarola rhyolites and Ustica basalts on the other hand.

The same type of magmatic change is recorded in different volcanic areas of the circum-Mediterranean realm (e.g. Spain, France, Tunisia, Algeria, Morocco, Carpatho-Pannonian region, Bulgaria, Turkey; Lustrino, 2003). For example, Coulon et al. (2002) reported a transition between calc-alkaline and alkaline lavas in Oranie (western Algeria). There, potassic to shoshonitic calc-alkaline andesites (with La/Nb=4–6) were mainly erupted between 12 and 9 Ma, then followed (between 10 and 7 Ma) by products displaying geochemical features intermediate between calc-alkaline and alkaline lavas (La/Nb=1–1.7; like Palmarola rhyolites: La/Nb=1.4–1.7). After a 3 Ma quiescent period, the volcanic activity resumed, with the eruption of OIB-type alkaline basalts (La/Nb=0.5–0.6), from 4 to 0.8 Ma.

The change in the volcanism observed in the northern Pontine islands could be simply explained by the upwelling of asthenospheric mantle induced by

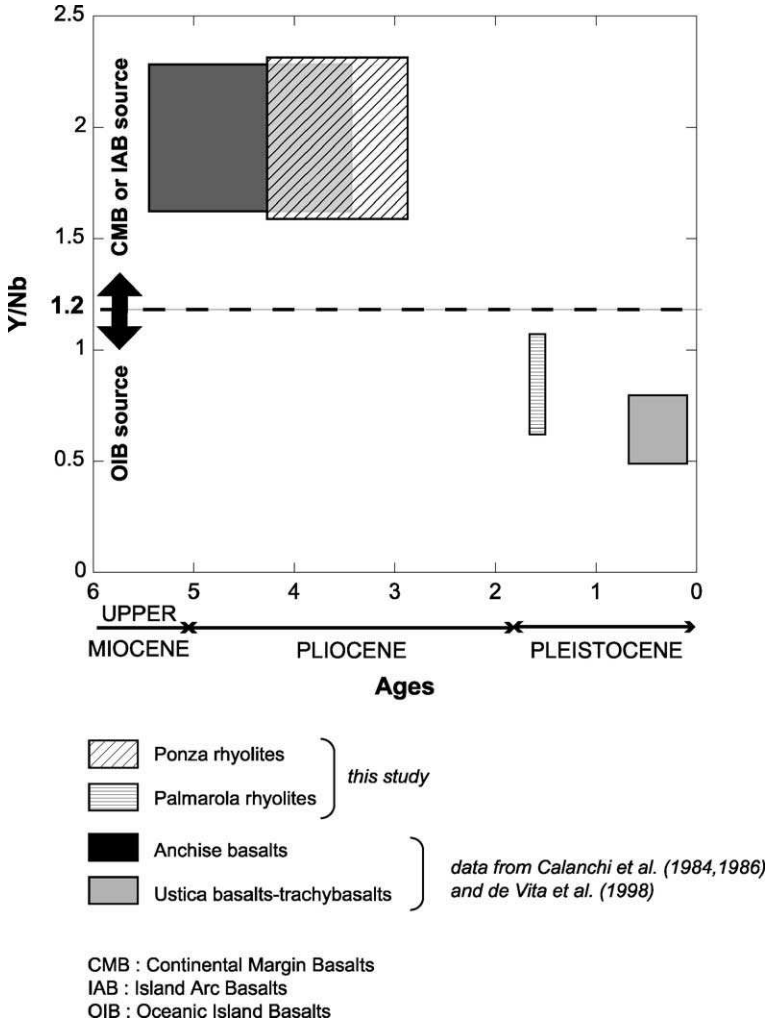


Fig. 11. Y/Nb vs. ages plot comparing the lavas of Ponza and Palmarola islands with those of Anchise seamount and Ustica Island. Geochemical data of Ustica and Anchise are from Calanchi et al. (1984) and geochronological data are from Calanchi et al. (1986) and De Vita et al. (1998). Y/Nb ratio is used as an indicator of the magmatic source. The limit value of 1.2 was defined by Eby (1990).

crustal thinning. This latter could be caused by the slab roll-back and steepening of the subduction. An alternative and attractive hypothesis is the model of "slab window" or "slab breakoff", which has been suggested by several authors for explaining changes of magmatism from calc-alkaline to alkaline intraplate (e.g., Davies and Von Blanckenburg, 1995; Carminati et al., 1998; Coulon et al., 2002; Gasperini et al., 2002; Gorring et al., 2003). The Oligocene–Quaternary opening of the western-central Mediterranean basins was the result of back-arc extension due to the roll-back toward southeast of a northwestward subducting African slab (Gueguen et al., 1997; Lustrino, 2000). Carminati et al. (1998) suggested that this general pattern is complicated by four different detachment events, which occurred beneath the Alps (Early Oligocene), the Betic chain (Aquitanian), northern Africa (Langhian) and the Apennines (Late Miocene?–Pliocene). The latter "Appenines" detachment event could be at the origin of the progressive magmatic change from a calc-alkaline toward a tendentially alkaline intraplate type volcanism evidenced in the present study. Its supposed Late Miocene–Pliocene age is consistent with the age of

the onset, during the Pleistocene, of the transitional magmatism represented by the peralkaline rhyolites of Palmarola. According to Gasperini et al. (2002), a window, created by contrasting subduction velocities of the fossil plate beneath Tuscany and the active plate beneath Sicily, could channel plume-type magmas from the lower mantle into Italian volcanic provinces. The crustal component of most of the Italian magmas would probably be acquired by interaction of the mantle flushing through the window with the upper part of the subducted plate and would explain the evolution of volcanism toward an alkaline intraplate type observed in southern Italy (Gasperini et al., 2002).

6. Conclusions

On the basis of new K–Ar ages obtained on feldspar and groundmass, we demonstrated that rhyolitic dykes and hyaloclastite, which constitute 90% of the outcrops of the island of Ponza, have been erupted in less than 500 ka, between 4.2 and 3.7 Ma (Fig. 12). The age obtained for the beginning of the volcanic activity is different from that obtained by Barberi et al. (1967) and Savelli (1984, 1987) which suggest, based on whole-rock K–Ar dating, that Ponza volcanism started at 5 Ma. In addition, a new volcanic episode, with emplacement of pyroclastic units in the central part of Ponza (Cala d'Inferno and Cala Feola) and on its south-western coastline (Bagno Vecchio), has been observed. This episode took place at 3.1–2.9 Ma and could have triggered the extensive hydrothermal activity recorded on the island (Fig. 12). Finally, the emplacement of trachytic bodies at 1 Ma south of Ponza represents the end of the activity in this portion of the Pontine archipelago.

The island of Palmarola was entirely built during Early Pleistocene. K–Ar ages range from 1.64±0.02 to 1.52±0.02 Ma, with the hyaloclastite emplaced between 1.64±0.02 and 1.63±0.02 and the domes extruded between 1.59±0.02 and 1.52±0.02 Ma.

The most striking feature evidenced in this paper is the evolution of the magmatic sources through time in such a small tectonic environment, as the Pontine Archipelago. Geochemical modelling shows that Ponza Pliocene calc-alkaline rhyolites are representative for orogenic magmas emplaced in a syn- to late-collisional context with a source chemically close to that of IAB or active continental margin basalts, whereas the younger Pleistocene products (Palmarola peralkaline rhyolites) represent transitional-type magmas emplaced in a late- to post-

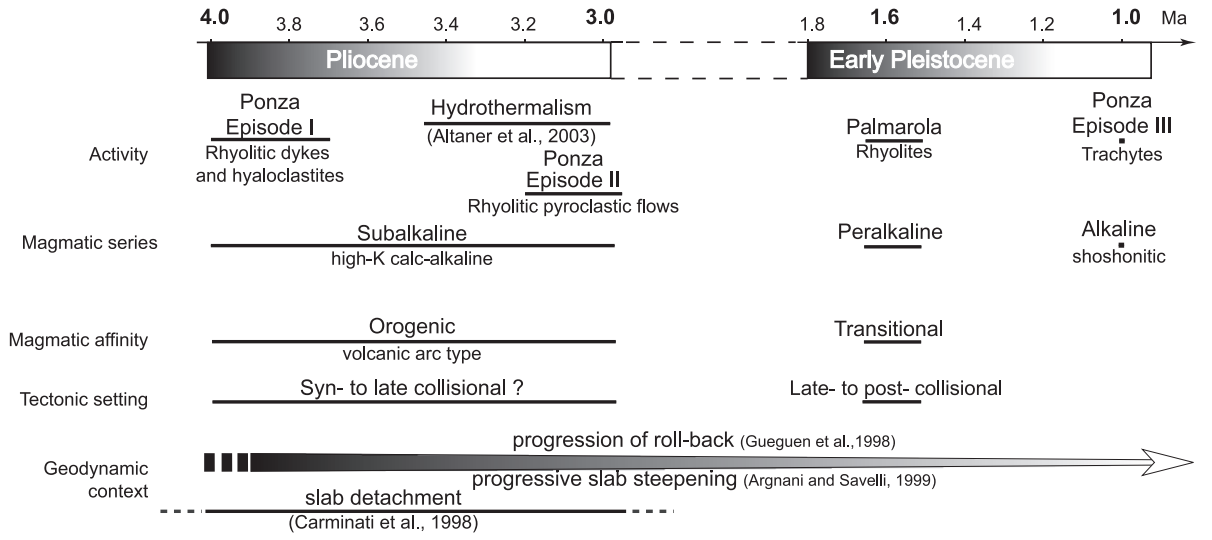


Fig. 12. Chronological synthesis of the results (derived from K–Ar ages and major and trace element geochemistry) obtained for Ponza and Palmarola volcanic formations, compared to the evolution of the geodynamical context of the Tyrrhenian basin (Carminati et al., 1998; Gueguen et al., 1998; Argnani and Savelli, 1999).

collisional context. These magmas display some geochemical features approaching those of anorogenic magmas but keep an imprint of the subduction. Their source probably involves an OIB-type component. The transition between orogenic to transitional magmatism in this portion of the archipelago has been estimated to last less than 1.3 Ma (Fig. 12). This change of magmatism and the subsequent generation of the peralkaline rhyolites of Palmarola could be correlated with a change to an extensional tectonic environment or with a process of "slab breakoff" occurring during Pliocene (Fig. 12; Carminati et al., 1998, Gasperini et al., 2002).

Acknowledgements

Careful reviews and discussions from M. Lustrino and N. Calanchi greatly improved the manuscript. We wish to thank B. Bonin, X. Quidelleur and A. Peccerillo for their constructive reviews on earlier versions of the manuscript. B. Orberger helped on major elements interpretation. A. M. Conte provided precious information on the volcanism of Pontine islands. J.P Villotte assisted in the preparation of the samples thin sections. A special thank to J.C. Lefèvre and S. Pons for helping during fieldwork. This is LGO contribution no. 49.

Appendix A

Main petrological characteristics of Ponza volcanic rocks

Sample	83A	83C	83D2	83E	83F	83F2	83G	83I
Locality	Piana Incenso	Cala Cocata	Cala dell'acqua	Campo Sportivo	Cala d'Inferno	Cala d'Inferno	Cala Feola	Cala d'Inferno
Occurrence	neck	dyke	obsidian in a surge matrix	obsidian in hyaloclastite	obsidian in grey "ignimbritic" series	grey pumice in grey "ignimbritic" series	obsidian associated to the grey "ignimbritic" series of Cala Inferno	dyke
Texture	porphyritic perlitic hyaline	fluidal	fluidal vitreous	fluidal vitreous	hyaline	no thin section	hyaline	perlitic vitreous
Mineralogy	phenocrysts: plagioclase (often zoned and altered in their centre) mesostasis: cryptocrystalline with quartz	beds of quartz and glass "ghosts" of feldspar needles of sericite	abundant glass phenocrysts: sanidin±plg oriented feldspar microlites	abundant glass phenocrysts: sanidin±plg oriented feldspar microlites	predominant glass (with numerous bubbles?) some rounded sanidine (xenocryst?) biotite (sometimes as inclusion in plagioclase)		predominant glass some resorbed crystals of feldspar±biotite	predominant glass little feldspar (often resorbed) oxides apatite in feldspar
Rock name	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite

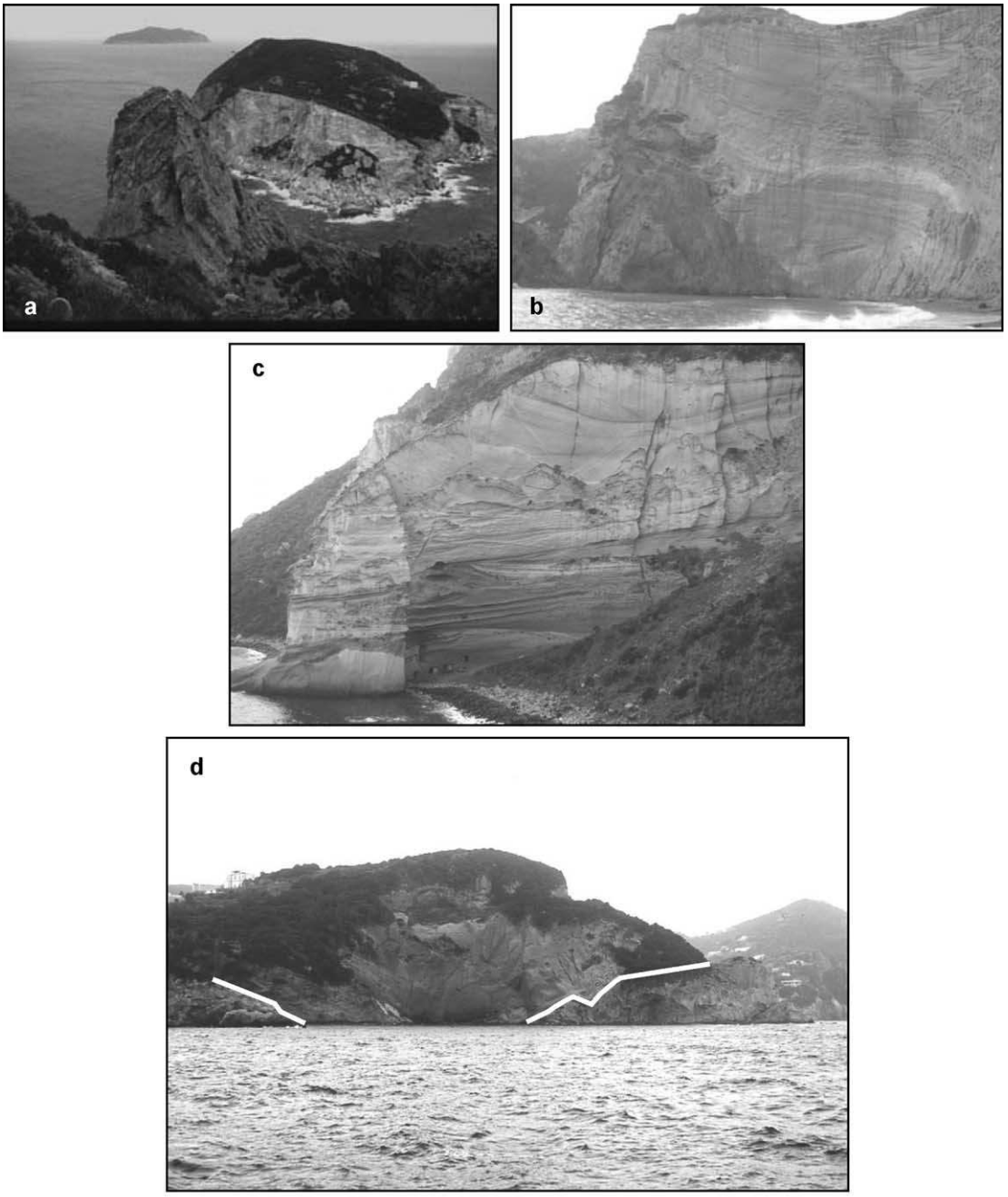
Sample	83J	83M3	83N	83O	83Q	83R2	83T	83T2	83U2
Forna Chiesa	Capo Bianco	Chiaia di Luna	Cimitero	Capo Fieno	Monte Guardia	Bagno Vecchio	Monte Guardia	Capo Bianco	
Occurrence	pumice in grey "ignimbritic" series	grey pumice tuff	dyke	pumice tuff	pumice tuff	cumulate in trachyte	pumice tuff	dome	white pumice tuff (under grey pumice 83M3)
Texture	no thin section	hyaloporphyritic	perlitic hyaloporphyritic	no thin section	no thin section	cumulative	no thin section	microlithic porphyritic or trachytic	no thin section
	fresh glass phenocrysts: sanidine + plg±Bi	perlitic glass phenocrysts: euhedral sanidine biotite			sanidine		phenocrysts: sanidin±plg pyroxene groundmass: feldspar microlith, px numerous oxides		
Rock name	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	sanidine cumulate	rhyolite	trachyte	rhyolite

Appendix B

Main petrological characteristics of Palmarola volcanic rocks

Sample	83V	83V2	83X	83Y	83Z	83AA	83AB2
Locality	Capo S. Silverio	Capo S. Silverio	La Radica	Cala del Porto	Monte Tramontana	Punta Vardella	Punta Vardella
Occurrence	neck	pumice surrounding neck	columnar lava flow	pumice in hyaloclastite	dome block with traces of hydrothermal circulation	pumice in hyaloclastite	pumice in hyaloclastite
Texture Mineralogy	porphyritic phenocrysts: sanidine with inclusions of zircon, oxides, vitreous inclusions groundmass: feldspar microlith +glass	no thin section	hyaloporphyritic glass in devitrification phenocrysts: abundant sanidine oxides	no thin section	hyaloporphyritic phenocrysts: sanidine±Bi (often in inclusion in san.) ±oxides mesostasis: vitreous perlitic Note: quartz veins (dissolution or fluid circulation?)	no thin section	no thin section
Rock name	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite	rhyolite

Appendix C. Field photographs of some outcrops



(a) Punta dell'Incenso: rhyolitic neck (83A) and Gavi island in the background.
(b) Chiaia di Luna: rhyolitic dyke (83N, left of the picture) and cliff formed by reworked volcanoclastic deposits.
(c) Bagno Vecchio: cross-bedding surge deposits (83T).
(d) Punta Corte: V-shaped channel cut into hyaloclastite and filled by a pyroclastic flow.

References

Albani, A., Cristofoloni, R., Di Girolamo, P., Stanzione, D., 1980. Rare-earth and other trace-element distributions in the calc-alkaline volcanic rocks from deep boreholes in the Phlegrean Fields, Campania (South Italy). Chem. Geol. 28, 123–133.

Altaner, S.P., Ylagan, R.F., Savin, S.M., Aronson, J.L., Belkin, H.E., Pozzuoli, A., 2003. Geothermometry, geochronology, and mass transfer associated with hydrothermal alteration of a rhyolitic hyaloclastite from Ponza Island, Italy. Geochim. Cosmochim. Acta 67 (2), 275–288.

Argnani, A., Savelli, C., 1999. Cenozoic volcanism and tectonics in the southern Tyrrhenian sea: space-time distribution and geodynamic significance. Geodynamics 27, 409–432.

Arias, C., Bigazzi, G., Bonadonna, F.P., 1980. Studio cronologico e paleomagnetico di alcune serie sedimentarie dell'Italia apennnica. Contributi alla realizzazione delle Carta Neotettonica d'Italia. Prog. Final. Geodinamica, Pubbl. N. 356, 1441–1448.

Barberi, F., Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., 1967. Contributo alla conoscenza vulcanologica e magmatologica delle Isole dell'Archipelago Pontino. Mem. Soc. Geol. Ital. 6, 581–606.

Beccaluva, L., Rossi, P.L., Serri, G., 1982. Neogene to Recent volcanism of the Southern Tyrrhenian-Sicilian area: implications for the geodynamic evolution of the Calabrian Arc. Earth Evol. Sci. 3, 222–238.

Beccaluva, L., Di Girolamo, P., Serri, G., 1991. Petrogenesis and tectonic setting of the Roman Volcanic Province, Italy. Lithos 26, 191–221.

Bellucci, F., Grimaldi, M., Lirer, L., Rapolla, A., 1997. Structure and geological evolution of the island of Ponza, Italy: inferences from geological and gravimetric data. J. Volcanol. Geother. Res. 79, 87–96.

Bellucci, F., Lirer, L., Munno, R., 1999. Geology of Ponza, Ventotene and Santo Stefano islands (with a 1:15,000 scale geological map). Acta Vulcanol. 11, 197–222.

Bigazzi, G., Bonadonna, F.P., Belluomini, G., Malpieri, L., 1971. Studi sulle ossidiane italiane: IV. Datazione con il metodo delle tracce de fissione. Boll. Soc. Geol. Ital. 90, 469–480.

Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F., Ferrag, S., 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. Lithos 45, 45–70.

Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, pp. 63–114.

Bruno, P.P., Di Fiore, V., Ventura, G., 2000. Seismic study of the '41st Parallel' fault system offshore the Campanian-Latial continental margin, Italy. Tectonophysics 324, 37–55.

Calanchi, N., Colantoni, P., Gabbianelli, G., Rossi, P.L., Serri, G., 1984. Physiography of Anchise Seamount and of the submarine part of Ustica Island (South Tyrrhenian): petrochemistry of dredged volcanic rocks and geochemical characteristics of their mantle sources. Mineral. Petrogr. Acta 28, 215–241.

Calanchi, N., Gabbianelli, G., Rossi, P.L., Savelli, C., 1986. Caratterizzazione petrochemica e radiometrica dei complessi vulcanici di Ustica e Anchise (Sud Tirreno). Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol. 41, 404.

Carmassi, M., De Rita, D., Di Filippo, M., Funiciello, R., Sheridan, M.F., 1983. Geology and volcanic evolution of the Island of Ponza (Italy). Geol. Rom. 22, 211–232.

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R., 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. Earth Planet. Sci. Lett. 160, 651–665.

Carrara, C., Conato, V., Dai Pra, G., 1986. Segnalazione di sedimenti plioceni nell'Isola di Palmarola (Isole Pontine, Italia centrale). Mem. Soc. Geol. Ital. 35, 127–131.

Coli, M., Conticelli, S., Pandeli, E., Moratti, G., Papini, P., Tommasini, S., 2001. C-Western Elba. Ofioliti 26, 347–356.

Conte, A.M., Dolfi, D., 2002. Petrological and geochemical characteristics of Plio-Pleistocene Volcanics from Ponza Island (Tyrrhenian Sea, Italy). Mineral. Petrol. 74, 75–94.

Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maury, R.C., Bellon, H., Louni-Hachi, A., Cotten, J., Hermitte, D., 2002. Post-collision transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): magmatic expression of a slab breakoff. Lithos 62, 87–110.

D'Antonio, M., Di Girolamo, P., 1995. Petrological and geochemical study of mafic shoshonitic volcanics from Procida-Vivara and Ventotene Islands (Campanian Region, South Italy). Acta Vulcanol. 5, 69–80.

Davies, J.H., Von Blanckenburg, F., 1995. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth Planet. Sci. Lett. 129, 85–102.

De Rita, D., Funiciello, R., Pantosti, D., Salvini, F., Sposato, A., Velonà, M., 1986. Geological and structural characteristics of the Pontine islands (Italy) and implications with the evolution of the Tyrrhenian margin. Mem. Soc. Geol. Ital. 36, 55–65.

De Vita, S., Laurenzi, G., Orsi, G., Voltaggio, M., 1998. Application of $^{40}Ar/^{39}Ar$ and ^{230}Th dating methods to the chronostratigraphy of Quaternary basaltic volcanic areas: the Ustica island case history. Quatrn. Int. 47/48, 117–127.

Di Girolamo, P., Franciosi, L., Melluso, L., Morra, V., 1996. The calcalkaline rocks of the Campanian Plain: new mineral chemical data and possible links with the acidic rocks of the Pontine Islands. Per. Mineral. 65, 305–316.

Doglioni, C., Harabaglia, P., Merlini, S., Mongelli, F., Peccerillo, A., Piromallo, C., 1999. Orogens and slabs vs. their direction of subduction. Earth-Sci. Rev. 45 (3-4), 167–208.

Eby, G.N., 1990. The A-type granitoids: a review of their occurence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. Lithos 26, 115–134.

Fedele, L., Bodnar, R.J., DeVivo, B., Tracy, R., 2003. Melt inclusion geochemistry and computer modeling of trachyte petrogenesis at Ponza, Italy. Chem. Geol. 194, 81–104.

Feldstein, S.N., Halliday, A.N., Davies, G.R., Hall, C.M., 1994. Isotope and chemical microsampling: constraints on the history of an S-type rhyolite, San Vincenzo, Tuscany, Italy. Geochim. Cosmochim. Acta 58, 943–958.

Ferrara, G., Petrini, R., Serri, G., Tonarini, S., 1989. Petrology and isotope-geochemistry of San Vincenzo rhyolites (Tuscany, Italy). Bull. Volcanol. 51, 379–388.

Fisher, R.V., Schmincke, H.U., 1984. Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag, Heidelberg.

Fornaseri, M., 1985. Geochronology of volcanic rocks rocks from Latium (Italy). Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol. 40, 73–106.

Gao, S., Luo, T.-C., Zhang, B.-R., Zhang, H.-F., Han, Y.-W., Zhao, Z.-D., Hu, Y.-K., 1998. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China. Geochim. Cosmochim. Acta 62 (11), 1959–1975.

Gasperini, D., Blichert-Toft, J., Bosch, D., Del Moro, A., Macera, P., Albarède, F., 2002. Upwelling of deep mantle material through a plate window: evidence from the geochemistry of Italian basaltic volcanics. J. Geophys. Res. 107 (B12), 2367–2386.

Gill, J.B., 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag, Berlin.

Gillot, P.Y., Cornette, Y., 1986. The Cassignol technique for potassium-argon dating, precision and accuracy: examples from the Late Pleistocene to recent volcanics from Southern Italy. Chem. Geol. 59, 205–222.

Gillot, P.Y., Cornette, Y., Max, N., Floris, B., 1992. Two reference materials, trachytes MDO-G and ISH-G, for argon dating (K-Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$) of Pleistocene and Holocene rocks. Geostand. Newsl. 16, 55–60.

Giraud, A., Dupuy, C., Dostal, J., 1986. Behaviour of trace elements during magmatic processes in the crust: application to acidic volcanic rocks of Tuscany (Italy). Chem. Geol. 57, 269–288.

Gorring, M., Singer, B., Gowers, J., Kay, S.M., 2003. Plio-Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere-lithosphere interactions during slab window magmatism. Chem. Geol. 193, 215–235.

Green, T.H., 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in crust-mantle system. Chem. Geol. 120, 347–359.

Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M., 1997. Lithospheric boudinage in the Western Mediterranean back-arc basin. Terra Nova 9, 184–187.

Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics 298, 259–269.

Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Reis, A.C. (Eds.), Collision Tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc., vol. 19, pp. 67–81.

Hole, M.J., Rogers, G., Saunders, A.D., Storey, M., 1991. Relation between alkalic volcanism and slab-window formation. Geology 19, 657–660.

Irvine, T.N., Baragar, W.R., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth. Sci. 8, 523–548.

Le Maître, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford.

Lustrino, M., 2000. Volcanic activity from the Neogene to the present evolution of the Western Mediterranean area. A review. Ofioliti 25, 87–101.

Lustrino, M., 2001. Debated topics of modern igneous petrology. Per. Mineral. 70 (1), 1–26.

Lustrino, M., 2003. Spatial and temporal evolution of Cenozoic igneous activity in the circum-Mediterranean realm. In: Lewandowski, J.G.A.M. (Ed.), Geology, Geophysics, Geothermics and Deep Structure of the West Carpathians and Their Basement. Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences, Warszawa, pp. 143–144.

Malinverno, A., Ryan, W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Appennines as a results of arc migration driven by sinking of the lithosphere. Tectonics 5, 227–245.

Metrich, N., Santacroce, R., Savelli, C., 1988. Ventotene, a potassic quaternary volcano in central Tyrrhenian Sea. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol. 43, 1195–1213.

Odin, G.S., 1982. Interlaboratory standards for dating purposes. In: Odin, G.S. (Ed.), Numerical Dating in Stratigraphy. Wiley, Chichester, pp. 123–150.

Peccerillo, A., 1999. Multiple mantle metasomatism in central-southern Italy: geochemical effects, timing and geodynamic implications. Geology 27, 315–318.

Peccerillo, A., 2001. Geochemistry and petrogenesis of Quaternary magmatism in central-southern Italy. Geochem. Int. 39, 521–535.

Peccerillo, A., 2002. Plio-Quaternary magmatism in Central-Southern Italy: a new classification scheme for volcanic provinces and its geodynamic implications. Boll. Soc. Geol Ital. 1, 113–127. (12 ff).

Peccerillo, A., Panza, G.F., 1999. Upper mantle domains beneath Central-Southern Italy: petrological, geochemical and geophysical constraints. Pure Appl. Geophys. 156, 421–443.

Peccerillo, A., Poli, G., Donati, C., 2001. The Plio-Quaternary magmatism of southern Tuscany and northern Latium: compositional charcateristics, genesis and geodynamic significance. Ofioliti 26, 229–238.

Pinarelli, L., Poli, G., Santo, P., 1989. Geochemical characterization of recent volcanism from the Tuscan magmatic province (Central Italy): the Roccastrada and San Vincenzo centers. Per. Miner. 58, 67–96.

Poli, G., Perugini, D., 2003. Roccastrada volcanites. Per. Miner. 72, 169–181.

Quidelleur, X., Gillot, P.Y., Soler, V., Lefèvre, J.C., 2001. K/Ar dating extended into the last millennium: application to the the youngest effusive episode of the Teide volcano (Canary Islands, Spain). Geophys. Res. Lett. 28, 3067–3070.

Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos 22, 247–263.

Rocchi, S., Dini, A., Innocenti, F., Tonarini, S., Westerman, D.S., 2003. Elba island: intrusive magmatism. Per. Miner. 72, 73–104.

Savelli, C., 1984. Età K/Ar delle principali manifestazioni riolitiche dell'isola di Ponza. Rend. Soc. Geol. Ital. 6, 39–42.

Savelli, C., 1986. Evoluzione del vulcanismo cenozoico nel Mar Tirreno ed aree circostanti: ipotesi geochronologica sulle fasi di espansione oceanica. Mem. Soc. Geol. Ital. 27, 111–119.

Savelli, C., 1987. K/Ar ages and chemical data of volcanism in the western Pontine Islands (Tyrrhenian Sea). Boll. Soc. Ital. 106, 356–546.

Savelli, C., 2000. Subduction-related episodes of K-alkaline magmatism (15-0.1 Ma) and geodynamic implications in the north Tyrrhenian-central Italy region: a review. J. Geodynam. 30, 575–591.

Scutter, C.R., Cas, R.A.F., Moore, C.L., 1998. Facies architecture and origin of a submarine rhyolitic lava flow-dome complex, Ponza, Italy. J. Geophys. Res. 103, 27551–27566.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Spec. Publ. Geol. Soc. London, pp. 313–345.

Turi, B., Taylor, H.P., Ferrara, G., 1991. Comparisons of $^{18}O/^{16}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ in volcanic rocks from the Pontine Islands, M. Ernici and Campania with other areas in Italy. In: Taylor, H.P., O'Neil, J.R., Kaplan, I.R. (Eds.), Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein. Spec. Publ. The Geochemical Society, pp. 307–324.

Vezzoli, L., 1988. Attivitû esplosiva alcalino-potassica pleistocenica dell'isola di Ponza. Boll. GNV 4, 584–599.

Vezzoli, L., 1999. Geologia ed evoluzione Plio-Quaternaria dell'Isola di Palmarola (Arcipelago Pontino). In: Orombelli, G. (Ed.), Studi geografici e geologici in onore di Severino Belloni. Università degli Studi di Milano, Milano, pp. 645–656.

Wood, D.A., Joron, J.L., Treuil, M., Norry, M., Traney, J., 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. Contrib. Mineral. Petrol. 70, 319–339.

Ylagan, R., Altaner, S., Pozzuoli, A., 1996. Hydrothermal alteration of a rhyolitic hyaloclastite from Ponza Island, Italy. J. Volcanol. Geotherm. Res. 74, 215–231.

Petrogenesis of the oldest intermediate-felsic lavas of the Campanian area: the Ponza and Palmarola Islands (Tyrrhenian Sea, Central Italy)

A. CADOUX[1]*, D. L. PINTI[4], A. PECCERILLO[2], C. HEMOND[3], E. DOUVILLE[5], P-Y. GILLOT[1]

[1] Laboratoire de Géochronologie Multi-techniques, UMR 8148 IDES, Bat. 504, Université Paris Sud XI, 91405 Orsay Cedex, FRANCE.

[2] Dipartemento di Scienze della Terra, University of Perugia, Piazza Università, 06100 Perugia, ITALY.

[3] UBO-CNRS UMR 6538 Domaines océaniques IUEM, Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, FRANCE

[4] GEOTOP-UQAM-McGILL, P.O. Box 8888, Succ. Centre Ville, Montréal, QC, CANADA H3C 3P8.

[5] Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR 1572 CEA/CNRS, Bât. 12, avenue de la Terrasse, F-91198 Gif-sur-Yvette Cedex, FRANCE.

*Corresponding author

Phone + 33 1 69 15 48 93;

Fax + 33 1 69 15 48 91;

e-mail: cadoux@geol.u-psud.fr

In prep. for Journal of Petrology

1. INTRODUCTION

The Italian Neogene magmatism is characterized by a large amount of volcanic and plutonic felsic rocks which, in some areas, occur without, or with minor, associated mafic-intermediate rocks. These felsic products are mainly concentrated in the Central part of the Italian peninsula. They commonly consists of plutons (e.g., the Monte Capanne in Elba island, Montecristo and Giglio islands; Tuscan Magmatic Province or TMP), discontinuous outcrops of lava flows and/or domes (e.g., San Vincenzo and Roccastrada rhyolites, TMP). They can also form a whole volcanic edifice (Monte Amiata trachydacites and the Monte Cimino trachydacites-rhyolites, TMP). These felsic products correspond to the oldest manifestations of the onshore Italian magmatism. Except the Monte Cimino (1.4-1.1) and Monte Amiata volcanoes (~0.3 Ma), the felsic igneous rocks of the TMP emplaced in Miocene-Pliocene time, between 8.4 Ma (Portoferraio monzogranites of Elba; Dini et al., 2002) to 2.3-1.8 Ma (Tolfa Volcanic Complex; Clausen and Holm, 1990). The genesis of these magmas has been explained by extensional processes, which affected the region behind the eastward retreating Apennine slab. After the early Miocene compressive phase, the regime of extension migrated from west to east, trailing the retreat of the compressive regime and giving rise to the opening of the Tyrrhenian basin. In this framework, magmas were generated in the mantle and interacted with crust-derived felsic magmas. This igneous activity migrated from NW to SE in an extensional ensialic back-arc setting as the west-dipping Adriatic plate deliminated and rolled-back to the SE (Civetta et al., 1978; Serri et al., 1993).

Other felsic products having similar ages of those of the TMP outcrop in the southernmost Campanian area (Fig. 1b). In the island of Ponza (Pontine archipelago, Gaeta Gulf), Pliocene rhyolites of 4.2-2.9 Ma coexist with trachytes of 1.0 Ma (Barberi et al., 1967; Savelli, 1984; Savelli, 1987; Bellucci et al., 1997; Bellucci et al., 1999; Cadoux et al., 2005), and the near Palmarola island is entirely composed of rhyolites erupted in a short span of time between 1.64 to 1.52 Ma (Cadoux et al., 2005). The age of the other volcanic outcrops of the Campanian region does not exceed 800 ka (Fig.1; Ischia: 0.13 Ma-1302 AD; Ventotene: 0.8-0.1 Ma; Procida: 0.05-0.01 Ma; Phlegrean Fields: 0.05 Ma-1538 AD; Somma-Vesuvius: 0.03 Ma-1944 AD; Peccerillo, 2003). In the Ponza and Palmarola Islands, neither mafic rocks nor mafic enclaves, have been recovered. Thus, the volcanism of these islands is another example of such a situation, where felsic rocks are not associated with any mafic magma. The volcanism of Ponza and Palmarola is not related to

any known Italian Magmatic Province, although it has been often suggested that the Plio-Quaternary rhyolitic units of Ponza could represent the TMP (Conte and Dolfi, 2002), whereas the Quaternary trachytic dome exposed in the southern part of Ponza has been considered as the first magmatic manifestation of the Roman-Campanian Magmatic Province (RCMP), which successively migrated southeastward to Ischia Island and the Vesuvius-Phlegrean Fields (Beccaluva et al., 1991). However, no definitive petrological, geochemical or isotopic argument has confirmed this hypothesis.

Most of the studies on the volcanism of these two islands focused on the field geology and stratigraphical relationships (Barberi et al., 1967; Carmassi et al., 1983; De Rita et al., 1986; Vezzoli, 1988, 1999; Bellucci et al., 1997, 1999; Scutter et al., 1998) and on the timing of the volcanic activity (Barberi et al., 1967 Savelli, 1984, 1987; Bellucci et al., 1999), while detailed investigations on their petrogenesis are few for Ponza (e.g., Bellucci et al., 1999; Conte and Dolfi, 2002; Fedele et al., 2003; Cadoux et al., 2005) and practically absent for Palmarola (Cadoux et al., 2005).

The aim of this paper is to highlight the origin of the Ponza and Palmarola volcanic products discussing on their petrology, mineralogy (including new chemical data on the mineral phases and vitreous inclusions analyses), and whole rock chemistry (including new Sr and Nd isotopic data). Major, trace and Sr-Nd isotope elements data will be used to identify and quantify the main petrogenetic processes at the origin of these rocks and determine the possible magmatic source involved.

2. GEOLOGICAL FRAMEWORK

The eastern Tyrrhenian Sea margin is a site of an intense volcanic activity since upper Miocene. This volcanism has been related to West-dipping subduction of the Adria plate under the European plate, and to back-arc extension, which triggered the opening of the Tyrrhenian Sea (e.g., Doglioni, 1999, Peccerillo, 1999; Lustrino, 2000). Several authors (e.g., Civetta et al., 1978; Argnani and Savelli, 1999; Savelli, 2000) showed that the East-directed opening of the Tyrrhenian Sea was accompanied by a contemporaneous South-Eastward shift of the volcanic activity. There is now consensus on a slab-retreating model to account for the temporal and spatial evolution of the Tyrrhenian area and associated offshore igneous activity (Doglioni et al., 1999; Argnani and Savelli, 1999; Savelli, 2000).

However, in the TMP and the RCMP (e.g., Savelli, 2000), the spatial and temporal migration of the volcanism is difficult to trace. Indeed, multiple deep mantle sources, not well identified, and affected by at least three metasomatic events, are involved (Peccerillo and Panza, 1999; Peccerillo, 2001, 2002; Peccerillo et al., 2001; Gasperini et al., 2002). Furthermore, few reliable chronological data are available for the oldest, largely altered, volcanic episodes (Fornaseri, 1985).

The Pontine Archipelago is located at the connection between three major lithospheric discontinuities (Fig. 1): 1) the Ancona-Anzio fault, delimiting the Northern Apennines and Central Apennines, 2) the Ortona-Roccamonfina Line (ORL) which separates the Ernici-Roccamonfina (ERMP) and the Campanian Magmatic Provinces (CMP), and 3) the '41° Parallel Line', an East–West striking magnetic and free-air gravity anomaly (Gulf of Gaeta; Bruno et al., 2000) delimiting the northern and southern Tyrrhenian basins. Onshore, the location of the Pontine islands roughly corresponds to the boundary between the ERMP (Central Apennines) and the CMP (Southern Appenines) (Fig. 1b). The archipelago forms a 30 km-long chain running parallel to the Tyrrhenian coast, along the boundary between the Italian stable continental platform and the opening Tyrrhenian basin (Fig.2). Two groups can be distinguished, among the five islands composing this archipelago: the western Pontine (Ponza, Palmarola and Zannone), dominated by silica-rich submarine volcanic units; and the eastern Pontine (Ventotene and Santo Stefano), dominated by basic to intermediate alkali-potassic subaerial deposits emplaced in a sedimentary basin on the continental shelf. The Ponza and Palmarola islands lie onto a structural high of the continental shelf, bounded by NE-SW normal faults, which separate Ventotene and Palmarola basins (Fig. 2; De Rita et al., 1986). In Ponza, volcanic activity began during Middle-Pliocene at 4.2 with the emplacement of felsic domes, dykes, and hyaloclastites (submarine breccia) in the northern and central part of the island (Fig. 2; Cadoux et al., 2005). The products are high-K calc-alkaline rhyolite lavas issued from submarine vents (Carmassi et al., 1983; Bellucci et al., 1999; Conte and Dolfi, 2002). Rhyolitic volcanism ended at ~3 Ma with the filling of the paleo-valleys by a pyroclastic flow after a volcanic quiescence of about 1 Ma (Cadoux et al., 2005). During Early Pleistocene, the island of Ponza emerged, and subaerial trachytic products of shoshonitic affinity were emplaced in the southern part of the island (Mt. Guardia) at 1Ma (Barberi et al., 1967; Bellucci et al., 1997; Cadoux et al., 2005; Fig. 2).

The westernmost narrow island of Palmarola (Figs. 1 and 2) was built during Early Pleistocene, in two volcanic epochs separated by the deposition of marine sediments

(Carrara et al., 1986; Vezzoli, 1999; Cadoux et al., 2005). The first epoch produced a large hyaloclastite unit formed by juvenile blocks (pumice, obsidian) of rhyolitic composition at 1.64-1.63 Ma (Cadoux et al., 2005), which mainly outcrops in the southern end of the island (Fig. 2). The second volcanic epoch is characterized by the extrusion of rhyolitic domes into the hyaloclastites at the center and the northern part of the island at 1.59-1.52 Ma (Cadoux et al., 2005; Fig. 2).

The volcanism in Ponza and Palmarola has been mainly related to extensional tectonic processes caused by subduction and back-arc extension (e.g., Malinverno and Ryan, 1986). Argnani and Savelli (1999) proposed that Ponza volcanic products may represent the northernmost activity of an eastward migrating "Ponza-Anchise" volcanic arc of Pliocene age (5-2 Ma) located between the sub-basins of Vavilov and Marsili. This arc could be the surface representation of the subduction migrating front in the Tyrrhenian area. Cadoux et al. (2005) demonstrated that this theory could be realistic since the Ponza and Anchise rocks display similar ages and arc-type magmatic affinities. However, there is not yet enough evidence to confirm this hypothesis; data between Ponza and Anchise lack, notably on Glauco and Ventotene-south volcanic seamounts which are assumed to be part of this central magmatic arc (Argnani and Savelli, 1999). Conte and Dolfi (2002) attributed the chemical variations and the Sr-Nd isotopic signatures of the Pliocene rhyolites of Ponza to crystal fractionation and involvement of an important crustal component. Concerning the Pleistocene Ponza trachytes, the authors interpreted the compositional and $^{87}Sr/^{86}Sr$ variations at constant $^{143}Nd/^{144}Nd$ values as due to fractionation of the observed phenocrysts (clinopyroxene, plagioclase, sanidine), probably coupled with minor crustal interaction.

Till the paper of Cadoux et al. (2005), very few data were available for the volcanic rocks of the neighbour Palmarola Island. Palmarola rhyolites show geochemical features approaching those of anorogenic lavas erupted in a within-plate context (peralkaline affinity, La/Nb<2) although a preserved subduction/collision geochemical imprint (high Th/Ta) exists (Cadoux et al., 2005). Thus, Ponza and Palmarola products would represent a transition from a subduction-related high-K calc-alkaline magmatism (the Middle Pliocene Ponza rhyolites) to an increasing alkaline magmatism (Early Pleistocene Palmarola peralkaline rhyolites and the Ponza alkaline trachytes). Based on incompatible trace elements, the authors suggest that a change of tectonic setting could account for this magmatic transition. The Hf, Ta and Rb contents suggest that the oldest Pliocene rhyolites of Ponza would emplace in a syn- to late-collisional setting, while the younger Pleistocene

rhyolites of Palmarola would be emplaced in a post-collisional setting in which the orogenic character (Th/Ta) decreases and mantle influence (Nb/Ta) increases. The peralkaline affinity of Palmarola rhyolites identified in this study might mark the waning stages of a subduction-related magmatism, and thus, the beginning of a post-orogenic magmatism dated at 1.64-1.52 Ma.

3. PETROGRAPHY AND MINERALS CHEMISTRY

3.1. Sampling and Analytical method

Mineral compositions have been determined on 3 representative samples of the Ponza rhyolite (sample 83M), Ponza trachyte (83R) and Palmarola rhyolite (83X2), respectively (Table 1) using an electronic microprobe Camebax SX100 at the CAMPARIS Center University of Paris VI.

Vitreous inclusions chemical analyses were performed on the Ponza rhyolite (Table 2). Special sections were prepared: 50-60 µm thick sections polished on both faces with alumina and no covered. The superior face was polished till outcropping of the inclusions at the surface. The inclusions, hosted by K-feldspars or plagioclases, being too small (20 to 50 µm), we analyzed them using a JEOL JSM 840 SEM coupled to an X-ray microanalysis system from Princeton Gamma Tech (PGT) at the LSCE, Gif-sur-Yvette (France). The thin beam of the SEM and low degree of penetration (~ 1µm) allow determinate the chemical composition of the glass without damage the inclusions and have the possibility to make several measure points in a same inclusion. The SEM was calibrated with the BELOC standard (Jéhanno et al., 1992). The detector is a high purity Germanium (HPGe) The X-ray spectra was obtained at 15 kV by defocused EDS micropobe analyses in order to avoid the volatile sodium underestimation. The X-ray absorption and fluorescence effects were corrected using the ZAF program supplied by PGT. X-ray spectra were collected with an accelerating potential of 15 kV, a current of ca. 6 nA and 40 s counting time. Uncertainties range from 0.5 % for Silicon to XXX % for Sodium.

3.2. Ponza

Pliocene rhyolites

The rhyolitic rocks consist mainly of pumice, obsidian (in the hyaloclastite and pyroclastic units) and more or less crystallized massive rocks (forming the domes and dykes; Cadoux et al., 2005). They are poorly to moderately porphyritic. Felsic glassy mesostasis (SiO_2 = 72 wt.%) often shows typical perlitic and fluidal textures (Appendix A = planche photos mx). The phenocrysts are represented by two types of feldspar: (1) abundant plagioclases ($Ab_{67\text{-}62}$ $An_{33.5\text{-}27.0}$, andesine, Fig. 3) and, (2) less abundant sanidines ($Or_{\sim 74}$), and by iron-rich biotites (Fe# = 68-60; PHOTO2).

Microscopic observations revealed that both plagioclase and sanidine include numerous vitreous inclusions. They are flat cavities with various shapes (commonly rectangular or ovoid; PLANCHE PHOTO = Appendix B), and their size does not exceed 40-50 µm. Their frequency varies from a crystal to another and their filling is always bi-phased (glass + retreat bubble). Tri-phased inclusions (glass + retreat bubble + crystal) are very scarce. The presence of these vitreous inclusions testifies of the magmatic origin of the host-crystals. We analyzed the glassy phase with the SEM in order to have an idea of the composition of the trapped glass. These analyses are presented in Table 2. They show first that the glass composition is homogeneous at the scale of one inclusion, and between the inclusions hosted by the same crystal. Furthermore, there is no compositional difference between the vitreous inclusions of the plagioclase and those of the sanidine (e.g., inclusions #1 and #4; Table 2). Finally, the glass trapped in the crystals is almost as felsic as the whole rock glass with some small differences: the trapped glass is slightly more silica-rich (SiO_2 ~78 wt.%) compared to whole rock and depleted in Na (K/Na = 2.2-3.5 wt.%) compared to the glassy groundmass (SiO_2 = 76.8 wt.%; K/Na = 1.7 wt.%; Table 2).

Pleistocene trachyte

This unit mainly consists of moderately porphyritic, massive grey rocks. The alkali feldspar phenocrysts can reach more than 1 cm in size. The phenocrysts contained in this rock , in decreasing abundance order, are: 1) Alkali feldspar ($Or_{52\text{-}48}$ $Ab_{48.5\text{-}44.5}$) with inclusions of plagioclase, clinopyroxene and titanomagnetite, 2) plagioclase ($An_{84\text{-}49}$ $Ab_{49\text{-}15}$), 3) euhedral simple twinning and zoned calcic clinopyroxene (salite; $Wo_{47\text{-}44}$ $En_{39\text{-}31}$ $Fs_{24\text{-}14}$) (colourless core, greenish rim) sometimes including partially or entirely plagioclase, and in equilibrium with, 4) titanomagnetite (Fig. 3; ~17% TiO_2, ~57% FeO;

PHOTO). The feldspar phenocrysts show complex features. The plagioclase shows a core of bytownitic composition (An_{84-73} Ab_{26-16}) filled with numerous mesostasis inclusions, and an inclusions-free euhedral rim with more sodic composition (labradorite; PHOTO). The sanidine is more or less rounded; it is bordered by 1) an inclusions ring and, 2) an irregular growth rim (PHOTO).

Some rare olivine crystals of forsteritic composition ($Fo_{64.2-63.2}$) with a reaction rim have been observed for the first time (PHOTO). Besides, presence of amphibole is suspected as an isolated destabilized phase (conserved crystal shape) or filling some cavities in plagioclase. Some scarce biotites have been also observed in inclusion in sanidine. Apatite is present as accessory phase in inclusion in the feldspar and pyroxene. The mesostasis contains abundant plagioclase microlites (Or_{62-34} $Ab_{57.5-36.0}$) and Ti-magnetites, and less abundant clinopyroxene microcrystals (same composition as phenocrysts, Fig. 3).

3.3. Palmarola

The rhyolites of Palmarola consist of pumice, obsidian (in the hyaloclastite unit) and more or less crystallized massive rocks (forming the domes). Their petrography is simpler than those of Ponza. They differ by: 1) a highly porphyritic texture with a slightly more silicic and more alkaline glassy groundmass (SiO_2 = 73 wt. %, Na_2O+K_2O > 8wt.%); 2) the absence of plagioclase, but sanidine of more sodic composition, occurring as phenocrysts (Ab_{65-55} $Or_{44.0-31.5;}$ Fig. 3); 3) biotite is lacking in the obsidians or scarce in the more crystallized massive rocks of the domes (e.g., sample 83Z) and 4) Ti-magnetite is abundant (Fig. 3).

Some inclusions have been also observed in the feldspars of Palmarola rhyolites; nevertheless, they are less abundant and most of them seem very volatile-rich (numerous bubbles) and are very crystallized, forbidding analyses with the SEM.

4. WHOLE ROCKS CHEMISTRY

4.1. Sampling and Analytical method

Major and trace elements contents were determined for twenty-two samples (16 for Ponza and 6 for Palmarola; Fig.2). For analytical methods and a complete discussion of these data refer to Cadoux et al. (2005). In the present study, ten samples were selected for Sr and Nd isotopic measures (8 for Ponza, 2 for Palmarola) and processed in a clean laboratory at the Institut Universitaire Européen de la Mer of Brest (IUEM, France). The

whole-rock powders were leached in cold 2.5N HCl during one hour, to remove secondary alteration products and rinced with ultra-pure water. The leached samples were dissolved with HNO3* and HF* at 110°C during 48h in High-Pressure Teflon beakers, and evaporated. Strontium and Neodymium were subsequently separated using standard ion exchange chromatography techniques adapted from Richard et al. (1976). Taking into account the high contents of Rb in these rocks the separation was done twice for Sr to remove possible Rb peak tail from Sr.

Both Sr and Nd isotopic compositions were measured on a ThermoFinnigan TRITON TIMS (IUEM Brest, France) in static mode. They were corrected for mass fractionation to a value of 8.375209 for $^{88}Sr/^{86}Sr$ and 0.721903 for $^{146}Nd/^{144}Nd$ and referenced to NBS SRM987 = 0.710250 ± 9 (36 values) and La Jolla Nd = 0.511850 ± 7 (50 values) during the measures. Among the 31 measures performed, 11 are duplicates (7 duplicated samples for Sr, and 4 duplicates for Nd). The initial Sr isotopic ratios (Table 3) have been calculated using ages published in Cadoux et al. (2005). For samples whose age has not been determined, a mean age was used (4.0 Ma for Ponza rhyolites, 1.0 Ma for Ponza trachytes, 1.55 Ma for Palmarola rhyolites). The results are reported in Table 3.

4.2. Results

Major elements

Ponza and Palmarola rhyolites share a relatively high content in K_2O ($K_2O \approx 5$ wt.%, with $K_2O > Na_2O$) and a low TiO_2 ($TiO_2 < 0.3$ wt.%; Tables 1-2). However, Ponza rhyolite is slightly more calcic (CaO ≈ 1 wt.%) than the Palmarola one (CaO ≤ 0.5 wt.%) and less rich in Na_2O (Na_2O = 2.8-3.7 wt.% for Ponza, Na_2O = 4-5 wt.% for Palmarola). Based on Alumina Saturation Index (ASI), Agpaitic Index (AI), TAS and K_2O vs. SiO_2 diagrams, Cadoux et al. (2005) showed that the Ponza rhyolite, Ponza trachyte and Palmarola rhyolite) had different magmatic affinities. Figure 4 resumes all their major elements characteristics; other published data are added. Ponza rhyolite is metaluminous (ASI and AI <1; Fig. 4a) high-K calc-alkaline, while Palmarola rhyolite has a peralkaline affinity (AI >1; Fig. 4a & 7b), and Ponza trachyte is metaluminous with a shoshonitic affinity (ASI and AI < 1; K_2O = 6.5-7.0 wt.%; Fig. 4a & 7b).

Harker diagrams (Fig. 5) show a negative correlation in TiO_2, Al_2O_3, FeO_t, MgO, CaO, K_2O, P_2O_5 vs. SiO_2, illustrating a continuous decrease of these elements from trachytes to rhyolites. In the Na_2O vs. SiO_2 diagram, three rocks groups are distinguishable: 1) the

Na_2O content increases with increasing silica in the trachytes (which is the inverse behavior compared to the other elements); 2) Palmarola rhyolites cluster around 4-5 wt.% Na_2O; while 3) Ponza rhyolites, cluster around 3-4 wt.% Na_2O.

Trace elements

Taking into account the similar Si content in both Ponza and Palmarola rhyolites (Figs. 4b-5), Th has been chosen as abscissa in trace elements variation diagrams in order to distinguish the rhyolites of each island. Figure 6 shows that Co and LILE, like Ba and Sr, decrease with increasing Th from the light and dark trachytes of Ponza (LT, DT reported by Conte and Dolfi, 2002) to the Palmarola rhyolites and the sodic trachytes (ST; Conte and Dolfi, 2002). V (not shown) displays also this negative trend. Other LILE such as Rb, HFSE such as Ta and Hf, and REE such as La and Lu, define a positive correlation, well evidenced for Palmarola rhyolites (Fig. 6). Palmarola rhyolites and the sodic trachytes of Ponza (ST) are characterized by more enriched compositions in most of the incompatible elements, and notably in HFSE (La, Lu, Ta, Hf), compared to the Ponza rhyolites and the LT-DT, whereas Ba and Sr are strongly depleted (Fig. 6). The La and Ta contents seem relatively constant in Palmarola rhyolites. Ponza rhyolites have incompatible trace elements contents (Rb, La, Lu, Hf, Ta) approaching those of the trachytes (LT-DT) and particularly of the DT, but they differ in terms of compatible elements (V, Co, Ba and Sr). It seems that there is a compositional gap on the incompatible vs. incompatible elements diagrams between 1) the Ponza rhyolites-LT-DT, and 2) the Palmarola rhyolites-Ponza ST.

Rb/Nb, La/Sm and *Ba/La* ratios vs. Th diagrams (Fig. 6) show significant variations among the Ponza rhyolites, while those of Palmarola exhibit strong variations in other ratios such as Rb/Sr, Sm/Eu. In contrast, the range of HFSE/HFSE ratios (Nb/Ta) cluster between 6 and 10 for Ponza rhyolites, while the Palmarola rhyolites show constant ratios of 10.

REE patterns of the Fig. 7 report all the published data. It shows that the volcanic rocks of Ponza and Palmarola are 10 to 1000 times more enriched in REE than in chondrites. The most enriched rock is the comendite of Ponza ("C" of Conte and Dolfi, 2002), then by decreasing order: the ST, the Palmarola rhyolites, the LT and DT, and finally, the Ponza rhyolites. Ponza LT, DT and rhyolite display small Eu anomaly, whereas the Na-rich rocks (comendite, ST, and peralkaline rhyolites of Palmarola) exhibit strong Eu anomalies. It should be noted that these latter rocks are also those depleted in Ba and Sr.

Sr, Nd, O isotopes

Table 3 lists the Sr and Nd isotopic data on both islands measured for this study, together with a compilation of published Sr, Nd and O isotopic data of Ponza and Palmarola volcanic rocks. This study provides the first Nd isotopic data for Palmarola lavas and additional Sr and Nd data for Ponza volcanic rocks.

The initial Sr isotopic ratios of Ponza volcanic rocks range between 0.710197 ±5 and 0.710816 ± 8 for Pliocene rhyolites, and between 0.708527 ±8 and 0.708553 ±9 for the youngest Pleistocene trachytes (Table 3). These data are comparable to those measured by Turi et al. (1991) and Conte and Dolfi (2002) (Table 3). Palmarola rhyolites exhibit a wider range of initial Sr isotopic compositions from 0.709318 ±6 to 0.711680 ±17 (Table 3) overlapping the compositions given by Turi et al. (1991; Table 3).

Turi et al. (1991) re-measured some of the samples of Barberi et al. (1967) either with a Varian MAT THS MS (4 decimal places; Table 3) or a VG Micromass 54E MS (5 decimal places; Table 3), normalized to a $^{86}Sr/^{88}Sr$ value of 0.1194, and calibrated with Eimer and Amend $SrCO_3$ standard. The published initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of Ponza range from 0.710422 to 0.7106 for the rhyolites (Turi et al., 1991; Conte and Dolfi, 2002) and from 0.708495 to 0.708814 for the trachytes, while the Palmarola rhyolites have more variable Sr isotopic compositions since the published initial ratios are comprised between 0.7084 and 0.7108 (Turi et al., 1991).

It is worth noting that the most Na-rich rocks are those having higher Sr isotope ratios and the lowest Sr abundances: $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.713865 for the Ponza comendite (C: Na_2O = 5.81 wt.%; Table 4), and sodic trachyte (ST: Na_2O = 7.97 wt.%) has a $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.710391.

The $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios within the rhyolites of Ponza are 0.512130 ±5 - 0.512209 ±4; the trachytes have higher values tightly grouped between 0.512339 ±6 and 0.512347 ±4. These Nd isotopic compositions are slightly lower than those measured by Conte and Dolfi (2002): 0.512242 ±11 - 0.512270 ±11 for rhyolites, and 0.512401 ±10 – 0.512414 ±11 for trachytes (Table 4). This difference may be due to a lower La Jolla standard value (0.511850 ±7 in this study, 0.511888 ± 19 in Conte and Dolfi, 2002). Palmarola rocks have constant Nd isotopic values comparable to the Ponza trachytes: $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512329 ±7 – 0.512348 ±7.

According to Turi et al. (1991), the corrected $\delta^{18}O_{SMOW}$ (WR) of Ponza rhyolites is around +10.08- +11.11 ‰, while the most alkaline rocks of the island together with the peralkaline rhyolites of Palmarola exhibit lower $\delta^{18}O$: +6.55 ‰ for a dyke of sodic rhyolite

(sample 101; Table 4), +7.73 ‰ for the trachyte (PO-401) at Ponza, and +7.04 ‰ for a rhyolitic obsidian at Palmarola (156-A).

In the Figure 8, the reported $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios for Pontine Islands are ours plus those of the literature comprising at least five decimals and an uncertainty <3 on the fifth decimal place. Before plotted, these latter Sr and Nd values were normalized to our standard values (SRM987 = 0.710250, La Jolla Nd = 0.511850) for a rigorous comparison. In this diagram, we also compare the Ponza and Palmarola rocks compositions with the available data for the neighbour Ventotene, Ischia, Procida Islands and onshore, with the nearby volcanic rocks of the Vesuvius (PMC) and Roccamonfina (PMR). We added also data from the Tyrrhenian Sea floor (Vavilov Basin) and Pantelleria Island (Sicily Channel). Most of the samples are aligned following a negative correlation (Fig. 9). The extremities of this trend are represented by:

1) the Tyrrhenian Sea basalts (depleted mantle) and Pantelleria lavas (Italian HIMU), which are the most radiogenic in Nd and the less radiogenic in Sr,
2) and, the Ponza rhyolites which inversely display the lowest Nd and the highest Sr isotopic compositions of this trend.

However, some rocks seem to go out of this general trend, drawing a horizontal trend (constant $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios = 0.5123-0.5124). These rocks are the youngest and more alkaline Pleistocene rocks of Ponza and Palmarola islands: trachytic units of Ponza and rhyolites of Palmarola; the end of this distinct trend is represented by the Ponza comendite (Fig. 8).

5. DISCUSSION

The study of the Western Pontine volcanism raises three main questions: 1) what relationship (if any) exists between the three main volcanic formations (if such a relationship exists), 2) what is the origin of these rocks, particularly the peralkaline rhyolites of Palmarola, and 3) why these islands do not exhibit any lavas of mafic composition in the volcanic sequences.

The data obtained in this study will be discussed with the aim to answer to these questions.

5.1. Discussion on mineralogical composition

Rhyolites

Rhyolites from Ponza and Palmarola show petrological and mineralogical differences: 1) contrarily to the Ponza rhyolite, the Palmarola rhyolite includes no plagioclase, and its alkali feldspar has a more sodic composition, indicating that the melt from which it crystallized was depleted in Ca, Al and enriched in Na; 2) the perlitic texture of most of the Ponza obsidians and the presence of biotite phenocrysts indicate the presence of water in the magmatic reservoir; in the Palmarola rhyolitic lavas there is no (or rare) hydrous phase. However, the presence of primary titanomagnetites implies an oxidant environment.

The felsic composition of the glass of the vitreous inclusions of Ponza rhyolites indicates that the feldspars crystallized from a felsic melt with composition close from the glass of the mesostasis. However, glassy groundmass is richer in Na than the glass of the inclusions (i.e. the original melt) suggesting an evolution of the melt toward a more sodic composition.

In the rhyolites of both islands, no evidence for crustal anatexis or magma mixing, nor clear evidence of derivation from basaltic melts have been found from their mineralogy. At this stage, two hypotheses can be proposed: 1) either the magma chamber is stratified and there is no interaction between the basaltic melts and the upper felsic melts; 2) or, the rhyolites are primary melts derived from partial melting of mantle rocks.

Trachyte

The plagioclase has a calcic core and a more sodic rim, which is a normal chemical zoning. However, the structure of the plagioclase ("skeletal" core, complete euhedral rim) indicates a more complex history, which could be due:

a) either to a fast crystallisation (rapid cooling, or sudden pressure decrease, or variation in oxygen fugacity) which would explain the skeletal aspect of the core, following by re-equilibration of the system and slow crystallization around the core to form the euhedral rim.

b) or, the core could be inherited; indeed its Ca-rich composition (bytownite) roughly corresponds to the composition of the plagioclase in basaltic melts. Thus, this bytownitic core could come from a basaltic magma. In such hypothesis, the calcic plagioclase was destabilized by interaction with a more felsic magma.

Successively, a new plagioclase in equilibrium with the resulting melt grew slowly around this restitic plagioclase. This scenario would imply magma mixing process between the trachytic magma and a basaltic one.

The reaction rim which borders the olivine crystals suggest that this phase is not in equilibrium with the trachytic melt. Furthermore, its scarcity and its forsteritic composition which is most commonly the composition occurring in basalts, suggest that this olivine is most probably a xenocrystal extracted from a basaltic melt. This supports the hypothesis of magma mixing previously invoked with the plagioclases. Thus, the structure and composition of plagioclase and olivine of Ponza trachytes show evidences for the occurrence of a magma mixing process.

Concerning the salite, it is the typical clinopyroxene in evolved rocks and in hypabyssal rocks derived from alkali basalt magmas (Deer et al., 1966).

5.2. Discussion on major and trace elements variations

Major and trace elements show an increasing alkaline affinity with time. Na_2O and K_2O (Fig. 9) increase with decreasing ages from Ponza rhyolites (4.2 Ma) to Ponza trachytes (1.03 Ma). Ponza rhyolites display lower Zr (96.5-210.9 ppm), Nb (8.9-13.7 ppm), Y (11.3-22.8 ppm) values and higher Ba (349.8-524.4 ppm) and Sr (87.2 -198.6 ppm) contents, when compared to Palmarola rhyolites. These chemical characteristics are similar to those of calc-alkaline rhyolitic rocks (Lapierre et al., 1997) or metaluminous rocks of alkaline silica-saturated series. The Palmarola rhyolites have higher HFSE contents: Zr (231.2-348.2 ppm), Nb (49.7-55.9 ppm), Y (32.9-57.6 ppm), which are characteristic of alkaline rocks (Pearce et al., 1984; Whalen et al. 1987). The very low Ba (5.3-42.1 ppm) and Sr (6.5-17.9 ppm) abundances are also typical of an alkaline affinity for these rhyolites (Ewart, 1979). When plotted in the SiO_2 versus Nb/Y diagram (Winchester and Floyd, 1977), the Palmarola rhyolites are situated in the Comendite-Pantellerite field (Fig. 10a) together with two sodic rhyolites of Ponza (Savelli, 1987; Conte and Dolfi, 2002) and the pantellerites of Pantelleria Island (Civetta et al, 1998; Esperança and Crisci, 1995). Palmarola rhyolites have low Zr/Nb ratios (Zr/Nb = 4.7-6.5, Table 2 in Cadoux et al., 2005) comparable with those of Pantelleria and some Ocean Islands felsic rocks (Zr/Nb <10; Fig. 10b). However, they are not located in the peralkaline rocks field because of their lower Zr contents which are closer to those of the vast majority of subalkaline Si-saturated rocks having Zr <350ppm (Leat et al., 1986). Ponza rhyolites belong to the subalkaline group (Fig. 10b); while most of the trachytes have Zr/Nb ≥10 and

Zr contents intermediate between subalkaline rocks and peralkaline rocks related to subduction (Leat et al., 1986).

5.3. Petrogenesis

Conte and Dolfi (2002) studied the petrogenetic processes which produced the Pliocene rhyolitic and Pleistocene trachytic units of Ponza. Their major element mass balance calculations indicated that parent-daughter relationships among the DT-LT-ST-C Pleistocene sequence are not mathematically realistic. Good solutions were obtained only when DT (Dark Trachyte) was considered as the parent magma of each of the remaining rock groups. In addition, both major and trace elements models showed that assuming a DT as starting composition, simple FC or AFC can not account for the strong trace element enrichment in the Ponza comendite (C). The authors invoked the possible role of a halogen- and/or CO_2-rich volatile phase, but have no real evidence to support this hypothesis.

The authors did not test the possible relationship between the Pliocene and Pleistocene products, maybe because since long time it has been suggested that the oldest products would be the south extension of the PMT and the youngest ones would mark the first activities of the PMC (e.g., Savelli, 1984; Turi et al., 1991), so that these products would be not genetically linked. Concerning Palmarola lavas, till now, no petrogenetic study was carried out. Thus, *here below,* we investigate the petrogenetic process within the Palmarola rhyolites, and then, test their relationships with the neighbour Ponza rocks.

Petrogenetic process responsible for Palmarola rhyolites evolution

In Figure 11, the decreasing of FeO_{tot}, CaO, and K_2O with increasing SiO_2 suggests a fractional crystallization process controlled by feldspar fractionation. The high depletion in Ba and Sr contrasting with incompatible behaviour of other LILE such as Rb and HFSE, strongly support an alkali feldspar fractionation control in the evolution of the Palmarola rhyolites. We performed mass balance calculations, based on major elements compositions, with the PETROGRAPH software (Petrelli et al., 2005) to test quantitatively this hypothesis. Major element compositions are modeled using the method of Stormer and Nicholls (1978), which consists of subtracting suitable minerals from a rock representing a parental magma, to create calculated daughter magma. The composition of this calculated daughter magma is then compared with the composition of a rock chosen as representative of possible natural daughter magma. The match between calculated and observed major

element compositions of the daughter magma is considered to be acceptable when the sum of the squares of residuals (Σr^2) is less than unity.

The good result of major element model ($\Sigma r^2 = 0.96$) of Palmarola rhyolites (Table 4) demonstrates that it is possible to reach the composition of the most evolved rhyolite (sample 83Z) after ~14% of fractional crystallization (FC) of the less evolved rhyolite (83AA) with removal of an assemblage dominated by alkali feldspar (88% of the separating assemblage), plus minor amounts of titanomagnetite (12%). We checked this result with trace elements models (Fig. 12). Bulk partition coefficients for Rb, Th and Ba (D_{Rb}, D_{Th}, D_{Ba}) were calculated using phase abundances given by major element modelling and the Kd (Nernst coefficient) of the corresponding mineral species determined for peralkaline felsic rocks (Ewart and Griffin, 1994; GERM Kd's database). Trace element modelings (Fig. 12) show that FC can account for the evolution among the rhyolites by removing about 20% of solid. But it is worth noting that the trace elements variations do not allow discriminating clearly between FC and PM (Partial Melting) processes. Compatible vs. incompatible models allow distinguish these two processes. Indeed, it is well known that FC is more efficient than the PM in producing compatible elements depletions (e.g. Hanson, 1978). Here, two samples are out of the trend of the Ba vs. Th plot altering the correlation coefficient of the decreasing trend because there are few points. However, with the four points drawing a negative correlation trend, the FC process shows a better fit than the PM one. Trace elements models indicate that about 20% FC would explain the chemical variations among the rhyolites; this is in good agreement with the result based on major element modeling (14% FC, Table 4). Thus, major and trace elements modeling outline the control of alkali feldspar fractionation on the evolution within the Palmarola rhyolites. FC process is supposed to have no effect on the HFSE/HFSE ratios since they have the same behavior. The constant value of Nb/Ta ratios (~11) of Palmarola illustrates very well this fact (Fig. 6), while in Ponza rhyolites, this ratio is scattered between 6 and 11 revealing that another additional process occurs (Fig. 6).

On the origin of the peralkaline rhyolites of Palmarola

From all the cited geochemical characteristics of Palmarola rhyolites, from now we will refer them as "mildly peralkaline rhyolites". The presence of such lithologies in close spatial and temporal relationships with calc-alkaline rocks is a relatively uncommon feature. Indeed, the peralkaline felsic rocks typically occur in non-orogenic continental

regions which have been subjected to crustal doming and rifting, e.g.: in Ethiopia (Peccerillo et al., 2003) and Pantelleria island in Europe (e.g., Civetta et al., 1998).They are also found commonly in oceanic islands located on actively spreading ridge crests, e.g.: Socorro and Easter Islands on the East Pacific Rise, Iceland, the Azores and Ascension on the Mid-Atlantic Ridge, St Paul Island on the Mid-Indian Rise (ref). The Canary Islands, where comendites and pantellerites also occur, constitute an exception because they are located on a continental slope (ref). Less commonly, peralkaline felsic rocks occur in island arcs, e.g. Mayor Island in New Zealand, New Guinea and Hokkaido in NE Japan (ref). Rarely, they occur on continental margins, such as in SW Sardinia (Sulcis area, Italy; Lustrino et al., 2004). There, in Sulcis area, mildly peralkaline rhyolites, erupted around 18-15 Ma, overlay basic to acid calc-alkaline products emplaced between 28 and 17 Ma. These comendites would correspond to the final stages of the Oligo-Miocene orogenic volcanic cycle of Sardinia (~32-15 Ma; Araňa et al., 1974; Morra et al., 1994; Lustrino et al., 2004). The relative scarcity of peralkaline magmatism in subduction-related settings and the extremely rare association of calc-alkaline andesite with peralkaline magmas have allowed some authors to suggest that comendites and pantellerites are products of tectonic settings unrelated to subduction systems (e.g., Maniar and Piccoli, 1989). In this context, the peralkaline magmatism of Palmarola Island could not be ascribed to a specific tectonic setting. The question becomes: why are peralkaline rhyolites produced instead of normal metaluminous rhyolites? One answer could come from fractional crystallization. Indeed, AI values > 1 can be obtained from metaluminous or slightly peralkaline melts after removal of mineral phases less peralkaline than coexisting liquids (e.g., the plagioclase and/or the clinopyroxene effect; Scaillet and MacDonald, 2003). Ca-rich plagioclase contains twice as much Alumina as the alkali feldspars, and very few alkalies. Thus, removal of Ca-rich plagioclase will result in depletion of Al and enrichment of Na and K (as well as of Si). On the other hand, if a ferromagnesian phase with high Ca, but little Al, such as augite, also fractionates, then Al depletion will be minimized with increasing Si, offsetting the plagioclase effect and producing normal metaluminous rhyolites.

This brings up the question of the relationships (if they exist) among Ponza trachyte, Ponza metaluminous rhyolite and Palmarola mildly peralkaline rhyolite. In particular, the lack of plagioclase in Palmarola rhyolites and the depletion of Al_2O_3 against SiO_2 from Ponza trachytes toward the rhyolites (Fig. 5) allow considering the "plagioclase effect" in the origin of the peralkaline affinity of the Palmarola rhyolite. It could be possible that peralkaline rhyolites derive from the trachytes; on the other hand, it seems

less probable that they derive from the metaluminous rhyolites of Ponza because they have almost the same range of Si content (Fig. 5).

Ponza and Palmarola rocks relationships

We first performed mass balance calculations to test: (1) derivation of both Ponza and Palmarola rhyolites from the trachytes, and (2) derivation of the peralkaline rhyolites from the metaluminous rhyolites. The results are given in Table 5. The mass balance calculations performed to test derivation of the Ponza and Palmarola rhyolites from the Ponza trachytes (Tables 5a & 5b) give good squares of residuals ($\Sigma r^2 \leq 0.5$) but the amount of subtracted phases is higher than 100% demonstrating that the process is not realistic.

Concerning the test of derivation of the Palmarola rhyolite from the Ponza ones by fractional crystallization (FC), the bad values of Σr^2 (Σr^2 =3.6; Table 5c) show that is definitively not possible.

Thus, major elements modellings show that these 3 volcanic units are definitively not genetically linked. This implies they generated from 3 different parent magmas, *or by melting of different sources.*

An attempt to model the parent magmas

Because of the complex tectonic setting of the Pontine and the lack of mafic rocks or enclaves which are necessary in petrogenetic modeling of felsic rocks, Conte and Dolfi (2002) considered that modeling the possible source rocks of the Pliocene rhyolites of Ponza was not feasible.

It is effectively a challenge; although this high degree of difficulty, we will try here to model the possible parent magmas of these rocks. Here, we propose an approach consisting in, first of all, comparing major and trace elements compositions of their rocks with other Italian volcanic rocks sharing common geochemical characteristics. Thus, trachytes of Ponza are compared with the rocks of the nearby Pleistocene Ventotene - Santo Stefano islands (Eastern Pontine) and onshore with the Roccamonfina volcano rocks (RMP) which display the same alkali-potassic affinity. Figure 13 points out the high similitude in major and trace elements distribution of the Ventotene and Roccamonfina rocks. We choose potassic trachybasalts of these edifices as potential parent magmas and performed simple FC modeling based on mass balance calculations for major elements (Table 6). Results indicate that the composition of the Ponza trachyte can be reached after about 65% of FC of the Roccamonfina trachybasalts (Σr^2

=0.45), with removal of an assemblage dominated by clinopyroxene (44% of the separating assemblage) and calcic plagioclase (30%), plus minor amounts of leucite (11%), olivine (9%) and magnetite (6%). This result is consistent with the melt inclusions study of Fedele et al. (2003) suggesting that the magma evolved from an early phase dominated by clinopyroxene ± plagioclase crystallization. A less good but probable result is obtained with the Ventotene trachybasalt as starting composition (Σr^2 =1.16) from which 52% of Ca-plagioclase, 31% of clinopyroxene, 11% of magnetite and 6% of olivine have to be extracted (60.6% of FC relative to initial magma). We checked these FC processes using compatible vs. incompatible trace elements models (Fig. 14). Bulk partition coefficient values for V and Zr were calculated with phase abundances given by major element modelling and with the Kd of the corresponding mineral species determined for rocks of basaltic to andesitic composition (GERM Kd's database). Trace element modellings show that with Roccamonfina trachybasalt as starting composition, the FC trend fits quite well with the Ponza trachytes. The trachytes are reached after about 50-60% FC which is in good agreement with the FC amount predicted by mass balance calculations (FC = 65%, Table 6). Starting from the Ventotene trachybasalt, the FC trend is a little bit lower, this is solved slightly decreasing the bulk D for V. For D_V = 2, the composition of the least evolved trachytes (83R-83T2, Cadoux et al., 2005; and the so-called "DT" of Conte and Dolfi, 2002) are reached after ca. 70% FC. It approaches the values given by the model based on major element indicating 60.6% of FC (Table 6).

Thus, both trachybasalts of Roccamonfina and Ventotene should be thus considered as potential parental magmas of the Ponza trachyte.

Nevertheless, these major and trace elements models together with the melt inclusions (MI) data and MELTS theoritical geochemical modeling performed by Fedele et al. (2003), strongly support the genetic link, already suggested (Metrich et al., 1988), between the Ponza trachyte and nearby trachybasalt of Ventotene. Geochemical and geophysical studies (Metrich et al., 1988; Orsi et al., 1999) show that Ventotene lavas evolved in a shallow magma chamber southwest of Ventotene. Given the close Nd isotopic compositions (Fig. 8), it is probable that Ponza trachytic lavas come from the same reservoir. Even if the FC played a dominant role, other additional processes can not be excluded. Indeed, the evolution trends of the liquid composition predicted by MELTS model results and MI (Melt Inclusion) data of Fedele et al. (2003) are clearly different. Many different chemical and physical factors like pressure, oxygen fugacity and water content may affect the chemical evolution of the magmas. According to Fedele et al. (2003), the most probable factor would be high water content in the melts but no evidence of magmatic aqueous inclusions has been found. Here, we have

evidence for an additional process to the dominant FC. Indeed, the observed magnesian olivine xenocrysts and the skeletal bytownitic core of the plagioclase have the same range of compositions of the olivine and plagioclase in Ventotene basalts: Fo = 62.45-75.23 and An = 70.32-93.55 (Metrich et al., 1988; Bellucci et al., 1999). This could thus indicate mixing of the basaltic melt with the upper more evolved trachytic melt in a chemically stratified magma chamber. This small-scale mixing could have occurred because of turbulences during eruption. The hydromagmatic eruption recorded on the field could have enhanced this magma mixing and would also explain the presence of syenitic blocks, which would correspond to the magma chamber margin (Belkin et al., 1996) pulled out during hydromagmatic explosion.

Using the same approach as the one applied for Ponza trachytes, we compared Ponza and Palmarola ryholites with other intermediate-felsic rocks of the Eolian Islands and less evolved rocks of Campanian boreholes, in terms of major and incompatible trace elements (Fig. 15). This comparison outlines the similarity of element distribution in:

1) Ponza rhyolites and Salina, Panarea Aeolian islands and the Campanian Plain boreholes (Parete and Castel Volturno).
2) Palmarola rhyolites with Lipari, Vulcano and ~~*Stromboli*~~ volcanic rocks from Aeolian arc.
3) Ponza comendite (recovered by Conte and Dolfi, 2002 in the Pleistocene trachytic formation) with pantellerite of Pantelleria island (Sicily Channel).

Thus, we assume parent magmas with similar compositions to andesite from Aeolian arc or Campanian boreholes to test a simple FC parent-daughter relationship for the Pontine rhyolites.

Table 7 presents the mass balance calculation results for Ponza rhyolites. Major elements models indicate that the Ponza rhyolites composition might be obtained by simple fractionation processes from any the reported andesites. The best solution is found with the Panarea andesite ($\Sigma r^2 = 1$); about 41% of FC would be necessary to reach the rhyolites with removal of a mineral assemblage dominated by plagioclase (61%), plus spinel (14%), olivine (14%) and clinopyroxene (12%). [*With Salina andesite as potential parent magma ($\Sigma r^2 = 1.3$), the FC process (49%) would be dominated by plagioclase (67%) and clinopyroxene (18%), plus olivine and spinel (Table 7). The Campanian Parete andesite would require around 59% of FC ($\Sigma r^2 = 1.3$) with removal of an assemblage highly dominated by plagioclase (71%) and pyroxene (25%), plus minor amount of ilmenite (5%).]* All the major elements models attest of the important role of plagioclase and

pyroxene fractionations in Ponza rhyolites genesis. We checked the validity of these models using trace elements in Figure 16a. Good fits are found with the Aeolian andesites. A better fit is obtained with Parete increasing the calculated Bulk D of V (D_V = 7). However, except for the Parete rock, trace elements models imply higher amounts of FC (~80%) than those predicted by the major modellings (~ 40 to 60%; Table 7). With a higher D_V = 7, Parete andesite displays the best match between major and trace elements models; trace modeling indicates between 40 and 50% of FC (Fig. 16a), while major one indicates 59% (Table 7).

Ponza rhyolites parent magma could so have most probably a composition approaching those of the andesite of Parete (*if the value of D_V = 7 is realistic?)*. But at this stage, we can not exclude the other possibilities.

The results of major modelings for Palmarola rhyolites are reported in Table 8. The three tested models (parental melts from Stromboli, Lipari and Vulcano) give very good results with $\Sigma r^2 < 1$. They are all in agreement with a dominant potassic feldspar fractionation role, plus variable amount of plagioclase, pyroxene, olivine and oxide. The best solution is found with the Lipari andesite with which the composition of the Palmarola rhyolite could be reached after 65% FC strongly dominated by removal of K-feldspar (47%) and plagioclase (29%), and subordinate clinopyroxene (15%), olivine and oxide (Table 8). This would be in good agreement with the observed strong depletions in Ba (Kf removal) and Sr (plg removal) of the Palmarola rhyolites (Fig. 15). In the trace elements models (Fig. 16b), the calculated D_{Sr} does not permit to reach the Palmarola rhyolites, we thus tested with a higher but still realistic D_{Sr} = 4 (REF#). The best match between the previous major modeling is obtained with the Lipari andesite. Indeed, trace element model indicate a FC > 70% to reach the rhyolites, which is close to the result obtained by mass balance calculations (FC = 65%). It is thus probable that the parent magma of Palmarola rhyolites has a similar composition of the Lipari andesite.

The Ponza comendite is a particular case. As indicated previously, nor simple FC or AFC starting with the coeval trachyte (DT) could account for the strong trace element enrichment in the Ponza comendite. Conte and Dolfi (2002) invoked the possible role of a halogen- and/or CO_2-rich volatile phase, but they have no real evidence to support this hypothesis. Figure 15 shows the high similitude in trace elements distribution and abundances between the Ponza comendite and the pantellerites of Pantelleria Island. Civetta et al. (1998) suggested that these pantellerites were derived from the alkaline mafic rocks via prolonged, closed-system fractional crystallization (up to 95% FC). *Based on the*

similarity between the Ponza comendite and the pantellerites, we tested the FC hypothesis for the Ponza comendite. Starting from a Pantelleria hawaiite as hypothetical parent magma composition, major elements model gives an acceptable solution (Σr^2 = 1.5; Table 10) implying 88.3% FC with substraction of 58.4% of plagioclase, 20.0% of clinopyroxene, 16.5% of olivine and minor amount of ilmenite (5.2%). Trace elements model confirms the possibility of the derivation of the Ponza comendite by extreme FC process (more than 90%; Fig. 16c).

5.4. Isotopic signatures and AFC modellings

The new Nd isotopic data suggest two slightly different sources for the Pliocene and the Pleistocene products. The relatively low Nd isotopic ratios of the Ponza Pliocene rhyolites seem indicate an enriched source with low Sm/Nd, while the more alkaline Pleistocene sequence would have a source with higher Sm/Nd. It is very delicate to discuss the Sr isotopic data in terms of magmatic source because these latter are sensitive to seawater and crust contamination as well as AFC (Assimilation and Fractional Crystallization). Nd isotopes are in contrast relatively insensitive to these processes.

We saw thus (Fig. 9) that for the same range of Nd isotopic composition, the Pleistocene products of both Ponza and Palmarola islands display a wide range of Sr isotopic ratios (0.708 to 0.714). Conte and Dolfi (2002) ascribed the compositional and $^{87}Sr/^{86}Sr$ variations within the Pleistocene DT-LT-ST-C rocks group of Ponza to fractionation process possibly coupled with minor crustal interaction (Ma/Mc = 0.04 for DT to ST, Ma/Mc = 0.02 for DT to comendite). Our new Nd isotopic data show that Palmarola rhyolites belong to this latter group, it is so probable that they underwent the same processes.

Taking into account the relatively high values of the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (Table 3 and Fig. 9), we have indeed to consider the occurrence of crustal contamination processes in the genesis of the Pontine volcanic rocks. The higher $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios and $\delta^{18}O$ of the Ponza rhyolites (Table 3) compared to the trachytes of the same island suggest a greater crustal involvement. The wide range of Sr isotopic compositions found in the peralkaline felsic rocks (Palmarola rhyolites and Ponza comendite) could be the result of combined effect of fractional crystallization and crustal contamination like it has been proposed for the low-Sr pantellerites of Pantelleria (Civetta et al., 1984). It is worth noted that the high $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios are not necessary synonym of a higher degree of crustal contamination. Indeed, given the very low Sr content of the Palmarola rocks (Sr = 6.5-17.9 ppm; Cadoux et al.,

2005), even small amounts of contamination by a radiogenic crustal component would result in a significant increase of the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (De Paolo, 1981).

According to the respective $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of Ponza and Palmarola rhyolites, they are two hypotheses:

- Either, the Palmarola rhyolites are more affected by crustal contamination than the Ponza ones (the highest $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio = 0.711 of Palmarola is higher than those of Ponza for which $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio = 0.710).
- Or, the high $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of Palmarola rhyolites are only the consequence of their poor Sr content.

To test these hypotheses, we performed isotopic AFC modellings (Fig. 19) using compositions of the most probable parental magmas determined previously. For Ponza rhyolites, we use Panarea andesite (no Sr isotopic data are available for the campanian Parete andesite). For Palmarola rhyolites, we use a Lipari andesite. We tested also AFC processes in order to explain high $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio of the Ponza comendite using Pantelleria lava.

The basement outcropping in the neighbor Zannone Island (Western Pontine, Fig. 1) is mainly composed of sedimentary units of Triassic age (clays, limestones and sandstones; Di Sabatino, 1978; De Rita et al., 1986) and very low grade metamorphics (phyllites) of assumed Paleozoic age (Segre, 1954; Parotto, 1980; De Rita et al., 1986). However, only some major elements data are available (Di Sabatino, 1978). At Ventotene, Metrich and Dhamelincourt (1984) evidenced, with a melt inclusions study, a contamination of the magmatic liquid by the (*encaissantes*) carbonate basement rocks. In a general way, the basement of the Campanian area is dominated by Mesozoic carbonate rocks (e.g., Caprarelli et al., 1997). However, geochemical data on these basement rocks are very rare and scattered. By default, we choose a *marl* (mixing of clays and limestones; Melluso et al., 2003) as possible crustal contaminant to model AFC processes (Fig. 17).

AFC models demonstrate that the Sr isotopic composition of Ponza rhyolites imply a quite significant interaction with the crust, with a ratio $r_{a/c}$ between assimilated and crystallized material of about 0.7 (Fig 17a). *Another possibility for the genesis of Ponza rhyolites could be magma mixing between two different batches of magmas: a crustal derived melt and a mantle derived melt, possibly coupled with FC, like it has been proposed for the San Vincenzo rhyolites (Poli and Perugini, 2002).*

Concerning Palmarola (Fig 17b), even if the highest Sr isotopic value is not reach, the model outlines well that their high Sr isotopic values require very few crustal

contamination; a ratio $r_{a/c}$ as low as 0.001 is sufficient. It is to note that, even if very minor, this crustal interaction is necessary to reach high $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios. Simple FC process is also modeled for comparison; it shows that if no crustal contamination occurs, isotopic ratios remains unchanged even in the last terms of the differentiation. As shown in Figure 17c, the same process as the one invoked to explain Sr isotopic composition of Palmarola is also valid for the Ponza comendite.

Thus, the wide and high range of Sr isotopic compositions found in the Pontine peralkaline felsic rocks (Palmarola rhyolites and Ponza comendite) could be the result of combined effect of extreme fractional crystallization and minor crustal contamination. We have also to invoke the possible role of fluids (hydrothermal?) in selective enrichment in HFSE for these alkaline felsic rocks. Conte and Dolfi (2002) invokes this process for the strong trace enrichment of the comendite. In this study, we observed also bubble-rich inclusions in Palmarola rhyolites supporting this theory. Moreover, the glassy mesostasis of the Palmarola rhyolites include no negligible content in Cl (0.24 wt.%) and F (0.19 wt.%) compared to the Ponza rhyolites (Table 1). Belkin et al. (1996) also reported that the Ponza magmatic chamber margins (syenite) have recorded the passage high solute fluids enriched in chlorides, sulfur and incompatible elements.

The oldest metaluminous rhyolites of Ponza would have undergone stronger crustal contamination than the Palmarola rhyolites.

This means that in the Western Pontine, we observe a decreasing crustal contamination with increasing alkalinity, which is an unusual scheme in the Italian volcanism. Indeed, as illustrated in Figure 18, in the other volcanics of the Roman-Campanian area, this is the inverse scheme: crustal contamination increases with increasing alkalinity.

Figure 19 proposes a possible model for explaining the unusual scheme evidenced in this study, this model proposes also possible solutions for the lack of less evolved parent magmas (underplated? erupted by a fracture and emplaced under sea level? or cooled as cumulates in magma chamber?).

6. CONCLUSIONS

A complete mineralogical and geochemical investigation of the intermediate and felsic rocks of Plio-Pleistocene age, outcropping in the Islands of Ponza and Palmarola, has been carried out, integrating original data from melt inclusion analyses of Ponza rhyolites and the first EM investigations on the mineralogical composition of Palmarola rhyolites

and their Nd and Sr isotopic composition. This study allowed elucidating the petrogenesis of these rocks and the role of magma differentiation and crustal assimilation in the formation of felsic products of the Italian Neogene volcanism.

The felsic composition of the glass of the vitreous inclusions of Ponza rhyolites indicates that the feldspars crystallized from a felsic melt with composition close from the glass of the mesostasis, but glassy groundmass is slightly enriched in Na indicating an evolution of the melt toward a more sodic composition.

Field observations, as well as mineralogy did not show any evidence for magma mixing (no enclaves or xenocrysts) or crustal anatexis in the genesis of Ponza and Palmarola Island, nor indication from fractional crystallization from a basaltic melt as it was expected from vitreous inclusions study of Ponza rhyolites, but this latter hypothesis is, by elimination, the most probable.

The mineralogical composition of the Late Pleistocene trachyte of Ponza (Mt. Guardia) shows the presence magnesian olivine and an inherited core of plagioclase of bytownitic composition. This is the first study, at our knowledge, that mentions the occurrence of olivine in the Mt. Guardia trachytes. This xenocrysts association could be explained by a magma mixing or interaction with a basaltic melt. The Ca-rich composition (bytownite) of the plagioclase core and the forsteritic composition of the olivine roughly correspond to the mineral compositions found in basaltic melts. Trace element patterns of the Palmarola rhyolites show higher HFSE contents (particularly Zr, Nb and Y) compared to those of the Ponza analogues, and very low Ba and Sr. These features are characteristic of alkaline rocks. When plotted in the SiO_2 versus Nb/Y diagram, the Palmarola rhyolites are situated in the Comendite-Pantellerite field, together with two sodic rhyolites of Ponza (Savelli, 1987; Conte & Dolfi, 2002) and the pantellerites of Pantelleria Island. Palmarola rhyolites have low Zr/Nb ratios (Zr/Nb = 4.7-6.5) comparable with those of Pantelleria and some Ocean Islands felsic rocks (Zr/Nb <10). These features, together with their lower Zr contents, closer to those of the vast majority of subalkaline Si-saturated rocks, make the Palmarola lavas “mildly peralkaline rhyolites”. The new isotopic data show that the Palmarola rhyolites have the same Nd isotopic composition of the trachytes of Mt. Guardia at Ponza, while the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios show large variations that are likely caused by the low Sr contents of these rocks (less than 30 ppm). *AFC modeling shows indeed that small crustal contamination can cause the large variations of the Sr isotopic composition in the Sr-poor lavas, without a direct relation between the degree of contamination and the final $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios recorded in the products. However, the recorded $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios ranging between 0.709-0.711 clearly exclude the crustal anatexis as a*

process of formation of the Ponza and Palmarola rhyolites, because this latter process produces higher values, as those observed in the rhyolites of Roccastrada ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.718-0.720; Giraud et al., 1986; Pinarelli et al., 1989; and internal unpublished data) which are considered as pure anatectic melts (e.g., Poli and Perugini, 2003).

On the basis of FC modellings performed with PETROGRAPH using the method of Stormer & Nicholls (1978), and AFC modellings based on Sr trace and isotope data, we can suggest that the intermediate-felsic products of Ponza and Palmarola are derived mainly by fractional crystallization of different primary melts, with different amount of crustal contamination. Particularly:

- The Ponza rhyolites could derive from calc-alkaline andesitic melts such as those that produced the andesites of Panarea (Aeolian Archipelago; ref).
- The Palmarola rhyolites could derive from calc-alkaline/shoshonitic intermediate andesitic melts, such as those of Lipari (ref). Palmarola rhyolites could be the result of combined effect of extreme fractional crystallization and very minor crustal contamination. The enrichment in HFSE (Zr, Nb, Y) and all the other incompatible elements is maybe due to the involvement of volatile-rich hydrothermal phases**,** as it was suggested for the Ponza syenite and comendite (Belkin et al., 1996; Conte and Dolfi, 2002). Indeed, most of the inclusions observed in Palmarola feldspars are full of gas bubbles. In addition, the glassy mesostasis of Palmarola include no negligeable amount of volatile element like Cl and F.
- The Ponza trachytes are likely derived from an alkaline-potassic basaltic to trachybasaltic melt, with a composition close to that of the near island of Ventotene, or the Roccamonfina volcano. This genetic link between Ventotene and Ponza confirm the previous work of Fedele et al. (2003) that arrived at the same conclusions from melt inclusions studies. Because of the close spatial (~ 35 km) and age (~ 0.8 Ma for Ventotene basalts and trachybasalts, and 1.03 Ma for the Ponza trachyte; Cadoux et al., 2005) proximity, it is likely that these products derived from the same, stratified magmatic chamber. The more evolved melts (trachytes of Ponza), located in the upper levels of the reservoir were erupted firstly. It is possible that the eruption enhanced pertubations in the stratification allowing mixing between the upper trachytic layer and the lower trachybasaltic layer including Mg-rich olivine and bytownite. The less evolved melts of trachybasaltic and basaltic composition were emitted later at Ventotene.

This study points out a *decreasing crustal contamination with increasing alkalinity* in the Western Pontine, which is an unusual scheme in the Italian volcanism. Indeed, in the other volcanics of the Roman-Campanian area, this is the inverse scheme: crustal contamination increases with increasing alkalinity. We propose a model to explain this anormal scheme based on successive replenishments of a magma chamber by mantle-derived melt. When injected, the first basaltic melt (Ponza rhyolites parent) has to interact directly with the juvenile crust, it thus assimilate a lot of crustal material as it is demonstrated notably by their high $\delta^{18}O$ (almost as high as those of the tuscan rhyolites; Turi et al., 1991), the resulting melt would give rise to the Ponza rhyolites. When another basaltic melt is injected, the surrounding crust of the formed reservoir has already been modified by the previous interactions. Hence, the melt does not or little interact with a juvenile crust any more, it is more protected from the juvenile crust, and the resulting melt will be not so contaminated as the previous. The chamber remains as an almost closed-system for a long time allowing the FC process to reach almost the term of the differentiation giving rise to the rhyolites of Palmarola. Finally, after this episode the reservoir is really well preserved from the contaminant crust, and the next basaltic melt underwent very little contamination (Ponza trachytes).

In this model, we propose also possible solutions for the lack of less evolved parent magmas. In the case of Ponza and Palmarola rhyolites, the primary magmas may have been underplated at the base of the crust, or they remained and cooled in the magma chamber forming cumulates, or they simply erupted by a fracture and emplaced under sea level and have not been recovered yet.

TABLES CAPTION

Table 1. Representative electron microprobe analyses of minerals from Ponza and Palmarola volcanic rocks.

Table 2. SEM glass and vitreous inclusions analyses in Ponza rhyolite.

Table 3. Sr, Nd and O isotopic compositions of Ponza and Palmarola volcanic rocks.

Table 4. Results of mass balance calculations within the Palmarola rhyolites.

Table 5. Results of mass balance calculations testing relationship between Ponza trachyte Ponza rhyolites and Palmarola rhyolites.

Table 6. Results of mass balance calculations testing parent-daughter relationship between Ponza trachyte (daughter) and Ventotene and Roccamonfina trachybasalts (hypothetical parents).

Table 7. Results of mass balance calculations testing parent-daughter relationship between Ponza rhyolites (daughter) and Campanian plain and Aeolian andesites (hypothetical parents).

Table 8. Results of mass balance calculations testing parent-daughter relationship between Palmarola rhyolites (daughter) and Aeolian andesites from Lipari, Vulcano and Stromboli islands (hypothetical parents).

Table 9. Results of mass balance calculations testing parent-daughter relationship between Ponza comendite (daughter) and Pantelleria lavas (hypothetical parents).

FIGURES CAPTION

Figure 1. Map locating Central Italy with its main tectonic structures (1a) and felsic outcrops and ages (1b), including the western Pontine: Ponza and Palmarola Islands. Ages are taken from Serri et al. (2001), Cadoux et al. (2005) and Cadoux (2005, *thesis*).

Figure 2. Geological maps and samples location of Ponza and Palmarola Islands.

Figure 3. Composition range and nomenclature of the main mineral phases in the Ponza and Palmarola volcanic rocks: 3a) An-Ab-Or ternary plot for feldspars; 3b) Ca-Mg-Fe pyroxenes (Morimoto, 1988) and 3c) FeO-Fe_2O_3-TiO_2 system for Fe-Ti oxides.

Figure 4. Alumina Saturation Index (ASI) vs. Alkali Index (AI) and Total Alkali Silica (TAS; Le Bas et al., 1986) diagrams with all the available data on Ponza and Palmarola volcanics. Ponza volcanics: Stars = Barberi et al. (1967); crosses = Savelli, 1987; circles = Bellucci, 1999; diamonds = Conte and Dolfi, 2002; squares = Cadoux et al. (2005).. Palmarola rhyolites: ? = Barberi et al. (1967); ? = Savelli, 1987 ; triangles = Cadoux et al. (2005).
DT, LT, Sy, ST and C*: Dark Trachyte, Light Trachyte, Syenite, Sodic Trachyte and Comendite of Ponza (Conte and Dolfi, 2002).

Figure 5. Harker diagrams. Same data as in Fig. 4. Here, data of different sources are not distinguished by different symbols for clarity's sake. Squares: Ponza volcanics (white for rhyolites, grey for trachytes); Palmarola rhyolites: black triangles.

Figure 6. Trace elements and trace elements ratios variation diagrams. Data sources for Ponza: this study (squares) and Conte and Dolfi (2002; diamonds). Data for Palmarola are all from Cadoux et al. (2005). Same symbols as Fig. 4.

Figure 7. REE patterns of Ponza and Palmarola volcanic rocks. Same data sources as in Fig. 6.

Figure 8. Sr vs. Nd isotopic compositions of Ponza and Palmarola volcanic rocks compared with the other neighbour volcanic rocks of the Campanian Province (CMP: Eastern Pontine, Ischia, Procida, Vesuve, REF) and Roman Province (Roccamonfina; REF). Also are reported the Tyrrhenian Sea floor data (drillings 651 and 655; Italian depleted mantle component, DM) and the Pantelleria data (which can be considered as the HIMU component of Italy).
PNZτ and PNZρ = Ponza trachytes and rhyolites, respectively. PLMρ = Palmarola rhyolites.

Figure 9. Na_2O vs. K_2O (wt.%) diagram. Same data and symbols as in Fig. 4.

Figure 10. a) SiO_2 vs. Nb/Y classification diagram for common volcanic rocks (Winchester and Floyd, 1977). b) Nb vs. Zr plot (Leat et al., 1986) comparing Ponza and Palmarola volcanic rocks (same symbols as in previous figures) with intra-plate type rocks of Pantelleria (Esperança and Crisci, 1995; Civetta et al., 1998; Avanzinelli et al., 2004), and ocean islands comprising rocks from Ascension Island, Tristan Da Cunha group and Pitcairn-Gambier chain (GEOROC database for OIB at http://georoc.mpchmainz.de).

Figure 11. Representative major and trace elements variations diagrams within the Palmarola rhyolites. Same data and symbols as in Fig. 4.

Figure 12. Trace elements modelling of petrogenetic processes in Palmarola rhyolites.
p.m = partial melting, f.c = fractional crystallization model.

Figure 13. Major (a) and trace elements (b) comparison of the Ponza trachytes with the neighbour eastern Pontine (Ventotene and Santo Stefano islands; ages: Metrich,1988, Bellucci, 1999 (Capaldi); Ventotene chemistry: Barberi, 1967; Metrich,1988; D'Antonio and Di Girolamo, 1994; Bellucci, 1999; Ponza trachytes age : Cadoux et al., 2005, chemistry: Barberi, 1967; Savelli, 1987; Bellucci, 1999, Conte and Dolfi, 2002; Cadoux et al., 2005) and Roccamonfina rocks (ages: Balini et al., 1990; Cole et al. 1992; Gianetti and De Casa, 2000; Gianetti, 2000; Roccamonfina chemistry: Gianetti, Cole, Balini).

Figure 14. Trace elements modelling of possible parent-daughter relationships between Ponza trachyte (daughter) and Ventotene and Roccamonfina trachybasalts (hypothetical parents).

Figure 15. Major and trace elements comparison of the Ponza and Palmarola rhyolites with rocks of the Campanian boreholes and the Aeolian Islands.

Figure 16. Trace elements modelling of possible parent-daughter relationships between: a) Ponza rhyolite (daughter) and Campanian plain and Aeolian andesites (hypothetical parents); b) Palmarola rhyolites (daughter) and andesites from Lipari, Vulcano and Stromboli islands (hypothetical parents); c) Ponza comendite (daughter) and Pantelleria lavas (hypothetical parents).

Figure 17. Trace elements AFC modelling of: a) Ponza rhyolites; b) Palmarola rhyolites; c) Ponza comendite.

Figure 18. $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios vs. Alkali content. Same symbols as in Fig. 8. Asterix = Ernici.

Figure 19. Cartoon depicting the possible petrogenetic models for Ponza and Palmarola lavas. Moho depth (20-25 km) is taken from the Moho map in Gvirtzman and Nur (2001).

APPENDICES CAPTION

Appendix A. Minerals microphotographs
Appendix B. Vitreous inclusions photos
Appendix C. *Table of bulk solid/liquid partition coefficients used in trace element modeling?*

Table 1 *: Representative electron microprobe analyses of minerals from Ponza and Palmarola volcanic rocks.*

	PONZA RHYOLITES				**PALMAROLA RHYOLITES**		
Sample	**83M**				**83X2**		
Rock type	obsidian				obsidian		
Phase	Glass*	Feldpsar		Biotite	Glass**	Feldspar	Oxides
Species		alkali feldspar	plagioclase			alkali feldspar	
Location	mesostasis	ph-core	ph-core	ph-core	mesostasis	ph-core	core
SiO_2	72.18	63.39	60.43	35.05	73.24	66.53	5.13
TiO_2	0.04	-	0.01	4.10	0.08	0.05	16.00
Al_2O_3	12.73	19.11	25.16	13.65	12.18	19.29	0.85
FeO_t	1.10	0.09	0.12	26.21	1.37	0.11	68.07
MnO	0.03	0.02	0.04	0.17	0.07	0.02	1.18
MgO	0.05	0.00	-	7.30	0.01	0.01	0.10
CaO	0.85	0.21	6.70	0.01	0.33	0.57	0.11
Na_2O	2.96	2.76	7.24	0.41	3.64	7.07	0.16
K_2O	4.57	12.59	0.91	9.03	4.67	6.50	0.14
Cr_2O_3	-	-	0.05	0.03	-	-	0.08
SO_2	0.01	0.02	0.04	0.03	-	0.03	0.01
Cl	0.08	-	0.01	0.22	0.24	0.03	0.03
F	-	-	-	0.27	0.19	0.05	-
Sum	94.67	98.19	100.69	96.47	96.04	100.25	91.86
Ab		24.73	62.74			60.63	
An		1.06	32.08			2.70	
Or		74.21	5.18			36.67	

Glass*: average from 14 glass analyses
Glass**: average from 6 glass analyses

Table 1: *continued*

	PONZA TRACHYTES											
Sample	83R											
Phase	Feldspar					Pyroxene			Oxide		Olivine	
Species	alkali feldspar	alkali feldspar	alkali feldspar	plagioclase	plagioclase		cpx	cpx	Fe-Ti ox			
Location	ph-core	ph-rim	mc	ph-core	ph-rim		ph-core	mc	core			core
SiO_2	64.60	64.52	64.46	46.97	54.88		50.39	50.95	0.07			36.90
TiO_2	0.03	0.17	0.21	0.04	0.13		0.49	0.70	16.72			-
Al_2O_3	19.73	19.51	20.29	33.38	27.73		2.21	2.48	2.61			0.01
FeO_t	0.29	0.25	0.57	0.30	0.50		11.90	9.23	74.07			30.70
MnO	0.02	-	-	-	-		0.60	0.41	1.07			1.17
MgO	0.01	-	0.01	-	0.01		11.14	13.06	0.86			30.76
CaO	0.76	0.88	1.69	16.30	10.07		21.95	21.89	0.04			0.19
Na_2O	5.09	5.41	6.65	1.96	5.42		0.60	0.53	-			0.02
K_2O	9.00	8.29	6.05	0.07	0.36		0.00	-	0.01			-
Cr_2O_3	0.02	0.00	0.00	-	0.01		0.00	0.03	0.08			0.01
SO_2	0.05	0.06	0.01	0.00	0.05		-	0.02	-			-
Cl	0.01	0.00	0.00	-	0.01		-	-	-			0.00
F	-	0.10	0.12	0.07	-		0.16	-	-			0.11
Sum	99.60	99.20	100.06	99.10	99.16		99.43	99.28	95.53			99.86
Ab	44.51	47.66	57.48	17.83	48.28	En	32.98	38.30			Fo	63.23
An	3.69	4.29	8.08	81.78	49.59	Fs	20.33	15.54			Fa	36.77
Or	51.80	48.05	34.44	0.39	2.13	Wo	46.69	46.16				
						Mg#	68.16	76.38			Mg#	64.10

Table 2. Composition of the vitreous inclusions and of the glassy groundmass of Ponza rhyolites.

	WR glass*		Vitreous inclusions**											
inclusion #			#1		#2		#3		#4		#5		#6	
Host crystal			plg		plg		sa		sa		sa		sa	
	wt.%	± wt.%		wt.%	± wt.%	wt.%	± wt.%	wt.%	± wt.%	wt.%	± wt.%	wt.%	± wt.%	wt.%	± wt.%
Si	76.8	0.3	Si	77.5	0.3	76.1	0.5	78.9	0.6	78.4	0.6	78.7	0.2	78.1	0.4
Al	12.8	0.1	Al	12.3	0.2	13.4	0.2	12.2	0.3	12.4	0.3	12.0	0.1	12.6	0.4
Ca	0.9	0.1	Ca	0.8	0.2	1.4	0.1	0.6	0.1	0.7	0.1	0.6	0.1	0.7	0.0
Fe	1.2	0.1	Fe	1.4	0.1	1.3	0.1	1.3	0.1	1.3	0.1	1.2	0.1	1.5	0.1
Na	3.0	0.1	Na	1.8	0.2	2.4	0.3	1.5	0.2	1.9	0.2	2.2	0.3	1.9	0.1
Mg	0.1	0.0	Mg	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0
K	5.1	0.4	K	5.8	0.1	5.1	0.2	5.2	0.1	5.1	0.1	5.0	0.1	4.8	0.1
Ti	0.1	0.1	Ti	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0
Mn	0.1	0.1	Mn	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1
P	0.0	0.0	P	0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0
S	0.0	0.0	S	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
O	0.0	0.0	O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sum	100.0		Sum	100.0		100.0		100.0		100.0		100.0		100.0	
K/Na	1.7		K/Na	3.2		2.2		3.5		2.7		2.3		2.5	

analyses performed with the SEM (LSCE, Gif s/ Yvette, France) and normalized to 100%
* average of 11 whole rock glass analyses
** each analyse represent the average of 5 measure points in the same inclusion

Table 3. Sr, Nd and O isotopic data of Ponza and Palmarola volcanic rocks

Sample	Rock type	Ref. #	Na_2O (wt.%)	K_2O (wt.%)	Rb/Sr	$[^{87}Sr/^{86}Sr]_t$	±2σ	$[^{87}Sr/^{86}Sr]_0$	Sr isotopic Method	Sm/Nd	$[^{143}Nd/^{144}Nd]_0$	±2σ	$\delta^{18}O$ (WR) "measured"	$\delta^{18}O$ (WR) "corrected"
PALMAROLA ISLAND														
156	rhyolite	[1]	4.99	5.08	41.0	0.7109		0.7076	not specified in the paper					
156-A	rhyolite	[1]	4.81	4.95	68.0	0.7094		0.7054	not specified in the paper					
?	rhyolite	[2]	?	?	?	0.71317	6	?	?					
?	rhyolite	[2]	?	?	?	0.71375	11	?	?					
156-A*	rhyolite	[3]	4.81	4.95	68.0	0.7130	4	0.7084	Varian MAT THS MS				7.41 ± 0.07	7.04
PAL-1	rhyolite	[3]	?	?	?	0.7146	4	0.7108	Varian MAT THS MS				7.06 ± 0.10	
83Z	rhyolite	[5]	4.68	4.97	57.5	0.712820	6	0.709318	ThermoFinnigan TRITON TIMS	0.18	0.512329	7		
83Z *dup*	"	"	"	"	"					"	0.512334	5		
83AA	rhyolite	[5]	4.43	5.71	33.5	0.713866	17	0.711680	ThermoFinnigan TRITON TIMS	0.18	0.512344	5		
83AA *dup*	"	"	"	"	"					"	0.512348	7		
PONZA ISLAND														
Pliocene rocks														
P4	rhyolite	[1]	3.33	4.71	4.20	0.7076		0.7069	not specified in the paper					
P13	rhyolite	[1]	3.2	4.91	2.60	0.7089		0.708	not specified in the paper					
P1 dyke	rhyolite	[1]	3.54	5.37	2.50	0.7101		0.708	not specified in the paper					
P44 dyke	rhyolite	[1]	?	?	0.90	0.7084		0.7083	not specified in the paper					
101	sodic rhyolite	[1]	6.98	4.63	39.0	0.7110		0.7076	not specified in the paper					
(PO-403)* P1dyke	rhyolite	[3]	3.54	5.37	2.50	0.7111	4	0.7106	Varian MAT THS MS				10.57	10.08
(PO-402)* P4	rhyolite	[3]	3.33	4.71	4.20	0.71098	6	0.71055	VG Micromass 54E MS				17.40	11.11
(PO-101)* 101 dyke	sodic rhyolite	[3]	6.98	4.63	39.0	0.71010	3	unknown age	VG Micromass 54E MS				7.93	6.55
9	rhyolite	[4]	2.99	4.62	0.68	?	16	0.710484	Finnigan MAT 261 multicoll. MS	0.18	0.512251	10		
10	rhyolite	[4]	2.73	5.25	1.25	?	16	0.710444	Finnigan MAT 261 multicoll. MS	0.17	0.512242	11		
13	rhyolite	[4]	3.42	3.87	2.82	?	14	0.710456	Finnigan MAT 261 multicoll. MS	0.19	0.512252	10		
14	rhyolite	[4]	2.46	3.78	1.50	?	15	0.710422	Finnigan MAT 261 multicoll. MS	0.18	0.512270	11		
83A neck	rhyolite	[5]	2.79	4.58	0.97	0.710963	8	0.710816	ThermoFinnigan TRITON TIMS	0.21	0.512130	5		
83A neck *dup*	"	[5]	"	"	"					"	0.512156	11		
83E	rhyolite	[5]	3.39	4.20	1.36	0.710400	5	0.710197	ThermoFinnigan TRITON TIMS	0.17	0.512169	6		
83L	rhyolite	[5]	3.08	5.35	1.55	0.710624	4	0.710375	ThermoFinnigan TRITON TIMS	0.18	0.512165	4		
83M3	rhyolite	[5]	3.33	4.30	3.12	0.711003	4	0.710520	ThermoFinnigan TRITON TIMS	0.19	0.512196	4		
83N dyke	rhyolite	[5]	3.40	5.30	2.57	0.710903	5	0.710470	ThermoFinnigan TRITON TIMS	0.16	0.512199	3		
83T	rhyolite	[5]	3.58	5.25	2.94	0.710906	5	0.710544	ThermoFinnigan TRITON TIMS	0.16	0.512209	4		
83T *dup*	"	[5]	"	"	"	0.710922	8	0.710560	ThermoFinnigan TRITON TIMS	"				
Pleistocene rocks														
102	trachyte	[1]	?	?	0.4	0.7067		0.7067	not specified in the paper					
(PO-401) P30	trachyte	[3]	5.08	6.67	?	0.7086	6	0.7086	Varian MAT THS MS				8.05	7.73
C	comendite	[4]	5.81	4.44	175	?	15	0.713865	Finnigan MAT 261 multicoll. MS	0.19	0.512390	10		
DT	trachyte	[4]	4.74	6.73	0.44	?	14	0.708495	Finnigan MAT 261 multicoll. MS	0.17	0.512401	10		
Sy	trachyte	[4]	5.13	6.28	1.08	?	15	0.708814	Finnigan MAT 261 multicoll. MS	0.16	0.512414	11		
LT	trachyte	[4]	5.93	7.03	2.98	?	15	0.708540	Finnigan MAT 261 multicoll. MS	0.18	0.512403	10		
LT	trachyte	[4]	5.45	6.90	3.06	?	15	0.708536	Finnigan MAT 261 multicoll. MS	0.18	0.512412	13		
ST	sodic trachyte	[4]	7.97	5.35	48.2	?	16	0.710391	Finnigan MAT 261 multicoll. MS	0.21	0.512394	10		
83R	trachyte	[5]	4.513	6.98	0.40	0.708545	12	0.708528	ThermoFinnigan TRITON TIMS	0.17	0.512339	6		
83R *dup*	"	[5]	"	"	"	0.708544	8	0.708527	ThermoFinnigan TRITON TIMS	"	0.512347	4		
83T2	trachyte	[5]	4.77	6.57	0.47	0.708572	9	0.708553	ThermoFinnigan TRITON TIMS	0.18	0.512340	6		
83T2 *dup*	"	[5]	"	"	"				ThermoFinnigan TRITON TIMS	"	0.512345	3		

[1] Barberi et al., 1967; [2] Gale, 1981(cited in Turi et al., 1991); [3] Turi et al., 1991; [4] Conte and Dolfi, 2002; **[5] This study**.

*: samples of Barberi et al. (1967) re-measured by Turi et al. (1991)

DT: Dark Trachyte; Sy: Syenite; LT: Light Trachyte; ST: Sodic Trachyte (*in* Conte and Dolfi, 2002)

WR: Whole Rock

Conte and Dolfi (2002): NBS 987 = 0.710213 ± 17; La Jolla = 0.511888 ± 19

This study: NBS SRM987 = 0.710250 ± 9 (36 values) and La Jolla Nd = 0.511850 ± 7 (50 values); Analytical error: ± 2σ on the 6th decimal place; "*dup*" suffixe means "duplicate"

Major and trace contents determined with ICP-MS at the CRPG of Nancy, France (see Cadoux et al., 2004)

Table 4. Results of mass balance calculations in Palmarola rhyolites

RECAL.	ANALYSES	(WT.%)	TO 100%	
	83AA	**83Z**	minerals assemblage	
OXIDE	**INIT**	**FINAL**	PLM-FK	PLM-OX
SiO2	72.75	75.20	66.43	5.59
TiO2	0.09	0.07	0.05	17.44
Al2O3	13.97	13.72	19.26	0.93
FeOtot	2.07	1.03	0.11	74.19
MnO	0.07	0.00	0.02	1.28
MgO	0.32	0.00	0.01	0.11
CaO	0.61	0.33	0.57	0.12
Na2O	4.43	4.68	7.06	0.18
K2O	5.71	4.97	6.49	0.16
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00
TOT	100.00	100.00	100.00	100.00

RESULTS

OXIDE	BULK COMP. OR ADDED OR SUBTR.MATL.	OBS.DIFF. BETWEEN MAGMAS	CALC.DIFF. BETWEEN MAGMAS	OBS.-CALC. RESIDUALS
SiO2	59.13	2.45	2.30	0.15
TiO2	2.14	-0.02	-0.30	0.27
Al2O3	17.06	-0.25	-0.48	0.23
FeOtot	9.00	-1.04	-1.14	0.11
MnO	0.17	-0.07	-0.03	-0.05
MgO	0.02	-0.32	0.00	-0.31
CaO	0.52	-0.27	-0.03	-0.25
Na2O	6.23	0.26	-0.22	0.48
K2O	5.73	-0.74	-0.11	-0.63
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00
			TOTAL	0

SUM OF THE SQUARES OF THE RESIDUALS 0.96

PHASE NAME	AMOUNT AS WT.% OF INIT. MAGMA	AMOUNT AS WT.% OF ALL PHASES	AMOUNT AS WT.% OF ADDED PHS.	AMOUNT AS WT.% OF SUBTRD.PHS.
PLM-FK	-12.61	88	0	88
PLM-OX	-1.72	12	0	12

TOTAL REL. TO INITIAL MAGMA 0 **14.33**

Table 5a

Recalculated analyses (wt.%) to 100%

	Initial magma	*Final magma*	*Substracted minerals*			
OXIDE	83T2	83E	sa	plg (labradorite)	cpx (salite)	Ti-magnetite
SiO2	57.98	70.55	64.91	55.38	50.76	0.07
TiO2	0.76	0.17	0.03	0.13	0.49	17.51
Al2O3	18.92	13.08	19.83	27.98	2.23	2.73
FeOtot	5.16	1.51	0.29	0.50	11.98	77.60
MnO	0.11	0.00	0.02	0.00	0.61	1.13
MgO	1.36	0.13	0.01	0.01	11.22	0.90
CaO	3.53	1.21	0.77	10.16	22.11	0.04
Na2O	4.74	3.18	5.11	5.47	0.60	0.00
K2O	6.53	3.94	9.04	0.37	0.00	0.01
P2O5	0.28	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
TOT	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

RESULTS

OXIDE	BULK COMP. OR ADDED OR SUBTR.MATL.	OBS.DIFF. BETWEEN MAGMAS	CALC.DIFF. BETWEEN MAGMAS	OBS.-CALC. RESIDUALS
SiO2	59.274	16.842	16.778	0.064
TiO2	0.942	-0.584	-0.802	0.218
Al2O3	18.767	-5.100	-5.088	-0.012
FeOtot	5.033	-3.583	-3.610	0.026
MnO	0.119	-0.111	-0.126	0.015
MgO	0.922	-1.230	-0.826	-0.404
CaO	3.714	-2.263	-2.556	0.293
Na2O	4.559	-1.381	-1.233	-0.148
K2O	6.671	-2.372	-2.605	0.233
P2O5	0.000	-0.218	0.067	-0.285
			TOTAL	0
			Σr^2	**0.459**

PHASE NAME	AMOUNT AS WT.% OF INIT. MAGMA	AMOUNT AS WT.% OF ALL PHASES	AMOUNT AS WT.% OF **ADDED PHS.**	AMOUNT AS WT.% OF **SUBTRD.PHS.**
sa	-77.176	73.210	0.000	73.210
plg (labradorite)	-14.860	14.096	0.000	14.096
cpx (salite)	-8.194	7.772	0.000	7.772
Ti-magnetite	-5.188	4.922	0.000	4.922
TOTAL REL. TO INITIAL MAGMA			**0**	**105.418**

Table 5b

Recalculated analyses (wt.%) to 100%

	Initial magma	*Final magma*	*Substracted minerals*			
SAMPLE	Ponza trachyte	Palmarola	sa	plg (labradorite)	cpx (salite)	Ti-magnetite
OXIDE						
SiO2	57.98	71.19	64.91	55.38	50.76	0.07
TiO2	0.76	0.07	0.03	0.13	0.49	17.51
Al2O3	18.92	13.06	19.83	27.98	2.23	2.73
FeOtot	5.16	1.32	0.29	0.50	11.98	77.60
MnO	0.11	0.00	0.02	0.00	0.61	1.13
MgO	1.36	0.00	0.01	0.01	11.22	0.90
CaO	3.53	0.32	0.77	10.16	22.11	0.04
Na2O	4.74	4.64	5.11	5.47	0.60	0.00
K2O	6.53	4.70	9.04	0.37	0.00	0.01
P2O5	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOT	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

OXIDE	BULK COMP. OR ADDED OR SUBTR.MATL.	OBS.DIFF. BETWEEN MAGMAS	CALC.DIFF. BETWEEN MAGMAS	OBS.-CALC. RESIDUALS
SiO2	59.288	16.353	16.256	0.097
TiO2	0.947	-0.691	-0.921	0.229
Al2O3	18.770	-5.336	-5.343	0.007
FeOtot	5.042	-3.808	-3.857	0.050
MnO	0.119	-0.111	-0.125	0.015
MgO	0.908	-1.369	-0.957	**-0.411**
CaO	3.670	-3.217	-3.516	**0.300**
Na2O	4.562	0.099	0.323	**-0.224**
K2O	6.694	-1.640	-1.859	**0.219**
P2O5	0.000	-0.282	0.000	-0.282
			TOTAL	0
			Σr^2	**0.502**

PHASE NAME	AMOUNT AS WT.% OF INIT. MAGMA	AMOUNT AS WT.% OF ALL PHASES	AMOUNT AS WT.% OF **ADDED PHS.**	AMOUNT AS WT.% OF **SUBTRD.PHS.**
sa	-77.494	73.478	0	73.478
plg (labradorite)	-14.688	13.927	0	13.927
cpx (salite)	-8.059	7.642	0	7.642
Ti-magnetite	-5.224	4.954	0	4.954
TOTAL REL. TO INITIAL MAGMA			**0**	**105.466**

Table 5c: Results of mass balance calculation on volcanic rocks of Ponza and Palmarola Islar

Recalculated analyses (wt.%) to 100%

	Initial magma	*Final magma*	*Substracted minerals*		
SAMPLE	83M3	83X	sa	plg (andesine)	bt
OXIDE					
SiO2	70.52	71.19	64.57	60.07	36.55
TiO2	0.05	0.07	0.00	0.01	4.27
Al2O3	12.33	13.06	19.46	25.01	14.23
FeOtot	1.43	1.32	0.09	0.12	27.33
MnO	0.03	0.00	0.02	0.03	0.18
MgO	0.12	0.00	0.00	0.00	7.61
CaO	0.88	0.32	0.22	6.66	0.01
Na2O	3.08	4.64	2.81	7.19	0.43
K2O	3.97	4.70	12.83	0.90	9.41
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOT	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

RESULTS

OXIDE	BULK COMP. OR ADDED OR SUBTR.MATL.	OBS.DIFF. BETWEEN MAGMAS	CALC.DIFF. BETWEEN MAGMAS	OBS.-CALC. RESIDUALS
SiO2	61.733	-1.611	-1.273	-0.339
TiO2	0.263	0.019	0.019	0.001
Al2O3	20.539	0.361	0.671	-0.309
FeOtot	1.756	-0.162	0.036	-0.199
MnO	0.031	-0.032	0.003	-0.035
MgO	0.463	-0.130	0.045	-0.175
CaO	1.824	-0.616	0.146	**-0.763**
Na2O	3.769	1.536	-0.108	**1.644**
K2O	9.622	0.636	0.460	0.175
P2O5	0	0	0	0
			TOTAL	0
			Σr^2	**3.596**

PHASE NAME	AMOUNT AS WT.% OF INIT. MAGMA	AMOUNT AS WT.% OF ALL PHASES	AMOUNT AS WT.% OF **ADDED PHS.**	AMOUNT AS WT.% OF **SUBTRD.PHS.**
sa	6.749	68.774	68.774	0
plg (andesine)	2.467	25.143	25.143	0
bt	0.597	6.082	6.082	0
TOTAL REL. TO INITIAL MAGMA			**9.814**	**0**

Table 6. Mass balance calculations results testing parent-daughter relationship between Ponza trachyte (daughter) and Ventotene and Roccamonfina trachybasalts (hypothetical parents).

RECAL.	ANALYSES	(WT.%)	TO 100%			
	AVT37	83T2	**minerals assemblage**			
OXIDE	**INIT**	**FINAL**	VNT-1- plg	VNT-1- cpx	VNT-1- ol	VNT-Mt
SiO2	49.94	58.35	49.72	51.04	40.07	0.00
TiO2	1.17	0.76	0.00	0.76	0.00	25.29
Al2O3	18.24	19.04	31.37	3.77	0.00	1.41
FeOtot	8.97	5.19	0.43	6.25	15.21	71.81
MnO	0.15	0.11	0.00	0.11	0.28	0.49
MgO	5.00	1.37	0.00	14.91	44.01	0.99
CaO	10.72	3.55	15.48	22.91	0.43	0.00
Na2O	2.98	4.77	2.72	0.27	0.00	0.00
K2O	2.48	6.57	0.28	0.00	0.00	0.00
P2O5	0.34	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00
TOT	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

RESULTS

	BULK COMP. OR ADDED OR	OBS.DIFF. BETWEEN	CALC.DIFF. BETWEEN	OBS.-CALC. RESIDUALS
OXIDE	SUBTR.MATL.	MAGMAS	MAGMAS	
SiO2	44.29	8.41	8.52	-0.11
TiO2	2.92	-0.40	-1.30	0.90
Al2O3	17.64	0.80	0.85	-0.05
FeOtot	10.71	-3.78	-3.34	-0.44
MnO	0.10	-0.04	0.00	-0.05
MgO	7.45	-3.63	-3.68	0.05
CaO	15.26	-7.17	-7.09	-0.08
Na2O	1.50	1.79	1.98	-0.19
K2O	0.14	4.09	3.89	0.19
P2O5	0.00	-0.06	0.17	-0.23
			TOTAL	0.00

SUM OF THE SQUARES OF THE RESIDUALS 1.2

PHASE NAME	AMOUNT AS WT.% OF INIT. MAGMA	AMOUNT AS WT.% OF ALL PHASES	AMOUNT AS WT.% OF ADDED PHS.	AMOUNT AS WT.% OF SUBTRD.PHS.	Zr	V
VNT-1- plg	-31.49	51.99	0.00	52	0.27	0.032
VNT-1- cpx	-19.00	31.36	0.00	31	0.382	1.1
VNT-1- ol	-3.67	6.06	0.00	6	0.011	0.34
VNT-Mt	-6.41	10.59	0.00	11	0.38	26
					0.3	**3.2**

TOTAL REI TO INITIAL MAGMA 0.00 60.6

RECAL.	ANALYSES	(WT.%)	TO 100%				
	R-182-RocM KS	83T2	**minerals assemblage**				
OXIDE	**INIT**	**FINAL**	leucite	tephriteR105-salite	RMF-Mt	RMF-Ol	MF-plg higher (
SiO2	48.75	58.35	55.37	44.58	0.00	39.64	48.72
TiO2	0.89	0.76	0.00	1.48	16.31	0.00	0.00
Al2O3	16.94	19.04	22.85	8.58	2.18	0.00	31.82
FeOtot	9.08	5.19	0.40	11.71	79.39	13.30	0.30
MnO	0.15	0.11	0.00	0.38	1.09	0.21	0.00
MgO	6.08	1.37	0.00	9.57	1.03	46.85	0.00
CaO	11.38	3.55	0.29	23.26	0.00	0.00	17.30
Na2O	2.43	4.77	0.28	0.44	0.00	0.00	1.24
K2O	3.91	6.57	20.81	0.00	0.00	0.00	0.62
P2O5	0.37	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOT	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

RESULTS

	BULK COMP. OR ADDED OR	OBS.DIFF. BETWEEN	CALC.DIFF. BETWEEN	OBS.-CALC. RESIDUALS
OXIDE	SUBTR.MATL.	MAGMAS	MAGMAS	
SiO2	43.91	9.59	9.42	0.17
TiO2	1.61	-0.12	-0.55	0.43
Al2O3	15.88	2.10	2.07	0.03
FeOtot	11.18	-3.89	-3.91	0.02
MnO	0.25	-0.04	-0.09	0.05
MgO	8.65	-4.72	-4.75	0.04
CaO	15.53	-7.83	-7.82	-0.01
Na2O	0.60	2.34	2.72	-0.39
K2O	2.40	2.66	2.73	-0.07
P2O5	0.00	-0.09	0.18	-0.28
			TOTAL	0.00

SUM OF THE SQUARES OF THE RESIDUALS 0.45

PHASE NAME	AMOUNT AS WT.% OF INIT. MAGMA	AMOUNT AS WT.% OF ALL PHASES	AMOUNT AS WT.% OF ADDED PHS.	AMOUNT AS WT.% OF SUBTRD.PHS.	Zr	V	
leucite	-6.93	10.62	0.00	11	0.36	0.22	leucite
tephriteR105-salit	-28.97	44.39	0.00	44	0.382	1.1	salite
RMF-Mt	-3.80	5.82	0.00	6	0.38	26	magnetite
RMF-Ol	-6.05	9.27	0.00	9	0.011	0.34	olivine
RMF-plg higher (	-19.52	29.90	0.00	30	0.27	0.032	plagio
					0.3	**2.1**	

TOTAL REL. TO INITIAL MAGMA 0.00 65.27

Table 7a

RECAL.	ANALYSES	(WT.%)	TO 100%			
	Salina					
OXIDE	INIT	FINAL	SAL-samp. S2_cpx_andesite	samp. STR 144-plg-and bas	ST179-ol-R	56-sp-bas Sho
SiO2	60.27268	75.18917	53.07	46.88	38.44	0
TiO2	0.6036636	0.1811787	0.21	0.04	0	20.9
Al2O3	18.38051	13.9401	2.05	33.83	0	4.79
FeOtot	3.653205	1.609293	5.07	0.64	19.55	69.6
MnO	0.1561199	0	0.15	0.03	0.35	1.09
MgO	3.580349	0.1385484	16.62	0.01	41.38	3.59
CaO	8.222314	1.289566	22.72	17.09	0.28	0
Na2O	3.184846	3.389108	0.1	1.4	0	0
K2O	1.779767	4.199083	0	0.08	0	0
P2O5	0.1665279	6.39E-02	0	0	0	0
TOT	100	100	100	100	100	100

RESULTS

OXIDE	BULK COMP. OR ADDED OR SUBTR.MATL.	OBS.DIFF. BETWEEN MAGMAS	CALC.DIFF. BETWEEN MAGMAS	OBS.-CALC. RESIDUALS
SiO2	45.174	14.916	14.709	0.208
TiO2	0.949	-0.422	-0.376	-0.046
Al2O3	23.39	-4.44	-4.631	0.19
FeOtot	6.275	-2.044	-2.286	0.243
MnO	0.129	-0.156	-0.063	-0.093
MgO	7.378	-3.442	-3.548	0.106
CaO	15.691	-6.933	-7.057	0.124
Na2O	0.962	0.204	1.189	-0.985
K2O	0.054	2.419	2.031	0.388
P2O5	0	-0.103	0.031	-0.134
			TOTAL	0

SUM OF	THE SQUARES	OF THE	RESIDUALS	1.3

PHASE NAME	AMOUNT AS WT.% OF INIT. MAGMA	AMOUNT AS WT.% OF ALL PHASES	AMOUNT AS WT.% OF ADDED PHS.	AMOUNT AS WT.% OF SUBTRD.PHS.	**V**	**Th**	**Sr**
SAL-samp. S2_cpx_andesite	-8.93	18.22	0	18	5.2	0.1	0.28
samp. STR 144-plg-and bas	-33.04	67.43	0	67	0.47	0.01	5.28
samp. ST179-ol-and bas	-4.96	10.13	0	10	0.08	0.02	0.07
samp. STR 56-sp-bas Sho	-2.07	4.23	0	4	54	0.42	0.11
					3.56	**0.04**	**3.62**

TOTAL REL.	TO INITIAL	MAGMA	0	49

Table 7b

RECAL.	ANALYSES	(WT.%)	TO 100%			
	Panarea					
OXIDE	INIT	FINAL	PANA- MZ16- cpx	amp. STR 144-plg-and ba	amp. ST179-ol-and ba	samp. STR 56-sp-bas Sho
SiO2	60.9	75.18917	52.55	46.88	38.44	0
TiO2	0.6	0.1811787	0.33	0.04	0	20.91
Al2O3	17.09	13.9401	1.91	33.83	0	4.79
FeOtot	6.99	1.609293	7.44	0.64	19.55	69.62
MnO	0.12	0	0.24	0.03	0.35	1.09
MgO	3.32	0.1385484	16.07	0.01	41.38	3.59
CaO	6.11	1.289566	21.29	17.09	0.28	0
Na2O	2.62	3.389108	0.17	1.4	0	0
K2O	2.11	4.199083	0	0.08	0	0
P2O5	0.14	6.39E-02	0	0	0	0
TOT	100	100	100	100	100	100

RESULTS

OXIDE	BULK COMP. OR ADDED OR SUBTR.MATL.	OBS.DIFF. BETWEEN MAGMAS	CALC.DIFF. BETWEEN MAGMAS	OBS.-CALC. RESIDUALS
SiO2	39.723	14.289	14.451	-0.162
TiO2	3.037	-0.419	-1.163	0.745
Al2O3	21.413	-3.15	-3.045	-0.105
FeOtot	13.807	-5.381	-4.97	-0.411
MnO	0.248	-0.12	-0.101	-0.019
MgO	7.994	-3.181	-3.201	0.019
CaO	12.863	-4.82	-4.715	-0.105
Na2O	0.868	0.769	1.027	-0.258
K2O	0.048	2.089	1.691	0.398
P2O5	0	-0.076	0.026	-0.102
			TOTAL	0

SUM OF	THE SQUARES	OF THE	RESIDUALS	1.0074

PHASE NAME	AMOUNT AS WT.% OF INIT. MAGMA	AMOUNT AS WT.% OF ALL PHASES	AMOUNT AS WT.% OF ADDED PHS.	AMOUNT AS WT.% OF SUBTRD.PHS.		
					V	**Th**
PANA- MZ16- cpx	-4.72	11.57	0	12	5.2	0.1
samp. STR 144-plg-and bas	-24.7	60.62	0	61	0.47	0.01
samp. ST179-ol-and bas	-5.53	13.57	0	14	0.08	0.02
samp. STR 56-sp-bas Sho	-5.8	14.23	0	14	54	0.42
					8.58	**0.08**

TOTAL REL.	TO INITIAL	MAGMA	0	41

Table 7c

RECAL.	ANALYSES P3 **(Parete)**	(WT.%)	TO 100%			
OXIDE	INIT	FINAL	P2-ilm	P3-plg	P3-cpx	P3-opx
SiO2	61.58887	76.31208	0	54.61	52.64	53.07
TiO2	0.7656497	0.0541067	48.47	0	0.34	0.25
Al2O3	17.37514	13.34271	1.98	28.35	1.58	1.39
FeOtot	5.049205	1.547451	46.76	0.53	9.2	18.93
MnO	0.122504	3.25E-02	0.88	0	0.43	0.96
MgO	2.858426	0.1298561	1.9	0	14.72	24.15
CaO	5.716851	0.9522778	0	10.85	20.71	1.2
Na2O	3.756788	3.332973	0	4.93	0.38	0.04
K2O	2.603209	4.296072	0	0.72	0	0
P2O5	0.1633386	0	0	0	0	0
TOT	100	100	100	100	100	100

RESULTS

OXIDE	BULK COMP. OR ADDED OR SUBTR.MATL.	OBS.DIFF. BETWEEN MAGMAS	CALC.DIFF. BETWEEN MAGMAS	OBS.-CALC. RESIDUALS
SiO2	51.59	14.723	14.539	0.185
TiO2	2.39	-0.712	-1.374	0.662
Al2O3	20.463	-4.032	-4.187	0.155
FeOtot	6.735	-3.502	-3.051	-0.451
MnO	0.25	-0.09	-0.128	0.038
MgO	5.511	-2.729	-3.165	0.436
CaO	9.04	-4.765	-4.756	-0.008
Na2O	3.511	-0.424	-0.105	-0.319
K2O	0.51	1.693	2.227	-0.534
P2O5	0	-0.163	0	-0.163
			TOTAL	0

SUM OF	THE SQUARES	OF THE	RESIDUALS	1.3

PHASE NAME	AMOUNT AS WT.% OF INIT. MAGMA	AMOUNT AS WT.% OF ALL PHASES	AMOUNT AS WT.% OF ADDED PHS.	AMOUNT AS WT.% OF SUBTRD.PHS.		
					V	Th
P2-ilm	-2.82	4.79	0	5	54	0.42
P3-plg	-41.51	70.59	0	71	0.47	0.01
P3-cpx	-3.28	5.57	0	6	5.2	0.1
P3-opx	-11.2	19.05	0	19	5.2	0.1
					4.20	**0.05**

TOTAL REL.	TO INITIAL	MAGMA	0	58.81

Table 8a

RECAL.	ANALYSES	(WT.%)	TO 100%				
	STROMBOLI	**PALMAROLA**					
OXIDE	**INIT**	**FINAL**	mp. STR 90-ol-bas	Sp. STR 90-plg-bas	mp. STR 56-sp-bas	PNZt - FK	p. STR 144-cpx-and
SiO2	64.95975	74.70	38.39	46.53	0.00	64.91	53.14
TiO2	0.5130785	0.07	0.01	0.01	20.91	0.03	0.44
Al2O3	17.04225	13.70	0.00	33.88	4.79	19.83	1.77
FeOtot	4.004024	1.39	23.49	0.69	69.62	0.29	7.97
MnO	0.1408451	0.00	0.45	0.00	1.09	0.02	0.30
MgO	1.066398	0.00	37.33	0.06	3.59	0.01	16.58
CaO	2.826962	0.34	0.33	17.06	0.00	0.77	19.58
Na2O	4.607646	4.87	0.00	1.52	0.00	5.11	0.20
K2O	4.627767	4.93	0.00	0.24	0.00	9.04	0.01
P2O5	0.2112676	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOT	100	100	100	100	100	100	100

RESULTS

OXIDE	BULK COMP. OR ADDED OR SUBTR.MATL.	OBS.DIFF. BETWEEN MAGMAS	CALC.DIFF. BETWEEN MAGMAS	OBS.-CALC. RESIDUALS
SiO2	51.23	9.741	9.629	0.112
TiO2	1.795	-0.44	-0.706	0.267
Al2O3	22.08	-3.338	-3.436	0.098
FeOtot	7.838	-2.619	-2.647	0.028
MnO	0.134	-0.141	-0.055	-0.086
MgO	2.815	-1.066	-1.155	0.089
CaO	6.461	-2.491	-2.513	0.022
Na2O	3.071	0.261	0.738	-0.477
K2O	4.576	0.304	0.146	0.158
P2O5	0	-0.211	0	-0.211
			TOTAL	0

SUM OF	THE SQUARES	OF THE	RESIDUALS	**0.41**

PHASE NAME	AMOUNT AS WT.% OF INIT. MAGMA	AMOUNT AS WT.% OF ALL PHASES	AMOUNT AS WT.% OF ADDED PHS.	AMOUNT AS WT.% OF SUBTRD.PHS.	**V**	**Rb**	
samp. STR 90-ol-bas Sho	-2.63	6.41	0	6	0.08	0.062	ol
samp. STR 90-plg-bas Sho	-14.3	34.86	0	35	0.47	0.16	plg
samp. STR 56-sp-bas Sho	-3.48	8.48	0	8	54	0.15	ox
PNZt - FK	-20.38	49.68	0	50	0.22	0.32	Kf
samp. STR 144-cpx-and bas	-0.23	0.56	0	1	5.2	0.03	cpx
					4.7	**0.2**	**#VALUE!**

TOTAL REL.	TO INITIAL	MAGMA	0	**41**

Table 8b

RECAL.	ANALYSES	(WT.%)	TO 100%				
	VULCANO	**PALMAROLA**					
OXIDE	**INIT**	**FINAL**	VULsamp. PD42-cpx_and	samp. STR 144-plg-and bas	samp. ST179-ol-and bas	PNZt - FK	PNZt - OX
SiO2	60.01	74.70	54.10	46.88	38.44	64.91	0.07
TiO2	0.48	0.07	0.22	0.04	0.00	0.03	17.51
Al2O3	16.20	13.70	0.81	33.83	0.00	19.83	2.73
FeOtot	6.35	1.39	4.00	0.64	19.55	0.29	77.60
MnO	0.13	0.00	0.12	0.03	0.35	0.02	1.13
MgO	2.15	0.00	17.76	0.01	41.38	0.01	0.90
CaO	4.59	0.34	22.98	17.09	0.28	0.77	0.04
Na2O	4.07	4.87	0.00	1.40	0.00	5.11	0.00
K2O	5.70	4.93	0.00	0.08	0.00	9.04	0.01
P2O5	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOT	100	100	100	100	100	100	100

RESULTS

	BULK COMP. OR ADDED OR	OBS.DIFF. BETWEEN	CALC.DIFF. BETWEEN	OBS.-CALC. RESIDUALS
OXIDE	SUBTR.MATL.	MAGMAS	MAGMAS	
SiO2	55.66	14.69	14.67	0.02
TiO2	1.57	-0.41	-1.15	0.74
Al2O3	16.98	-2.50	-2.52	0.03
FeOtot	7.61	-4.97	-4.80	-0.17
MnO	0.13	-0.13	-0.10	-0.03
MgO	2.87	-2.15	-2.21	0.07
CaO	5.78	-4.26	-4.19	-0.07
Na2O	3.49	0.80	1.06	-0.27
K2O	5.91	-0.77	-0.76	-0.01
P2O5	0.00	-0.31	0.00	-0.31
			TOTAL	0

SUM OF	THE SQUARES	OF THE	RESIDUALS	**0.76**

PHASE NAME	AMOUNT AS WT.% OF INIT. MAGMA	AMOUNT AS WT.% OF ALL PHASES	AMOUNT AS WT.% OF ADDED PHS.	AMOUNT AS WT.% OF SUBTRD.PHS.	**V**	**Rb**	
VULsamp. PD42-cpx_and	-11.45	14.86	0	15	5.2	0.03	cpx
samp. STR 144-plg-and bas	-8.38	10.88	0	11	0.47	0.16	plg
samp. ST179-ol-and bas	-0.28	0.36	0	0	0.08	0.062	ol
PNZt - FK	-50.3	65.29	0	65	0.22	0.32	Kf
PNZt - OX	-6.64	8.62	0	9	54	0.15	ox
					5.8	**0.2**	**#VALUE!**

TOTAL REL.	TO INITIAL	MAGMA	0	**77**

Table 8c

RECAL.	ANALYSES	(WT.%)	TO 100%				
	LIPARI	**PALMAROLA**					
OXIDE	**INIT**	**FINAL**	LIPsamp. L17-cpx_andesite basalt	PNZt - FK	p. ST179-ol-and	TR 144-plg	PNZt - OX
SiO2	60.61519	74.70095	51.28	64.91	38.44	46.88	0.07
TiO2	0.4724567	7.35E-02	0.58	0.03	0	0.04	17.51
Al2O3	17.59147	13.70409	2.24	19.83	0	33.83	2.73
FeOtot	5.217129	1.3851	12.46	0.29	19.55	0.64	77.6
MnO	0.1206272	0	0.42	0.02	0.35	0.03	1.13
MgO	2.010454	0	13.24	0.01	41.38	0.01	0.9
CaO	5.48854	0.3357818	19.5	0.77	0.28	17.09	0.04
Na2O	3.749497	4.868835	0.28	5.11	0	1.4	0
K2O	4.422999	4.931794	0	9.04	0	0.08	0.01
P2O5	0.3116204	0	0	0	0	0	0
TOT	100	100	100	100	100	100	100

RESULTS

	BULK COMP. OR ADDED OR	OBS.DIFF. BETWEEN	CALC.DIFF. BETWEEN	OBS.-CALC. RESIDUALS
OXIDE	SUBTR.MATL.	MAGMAS	MAGMAS	
SiO2	53.025	14.086	14.034	0.052
TiO2	1.139	-0.399	-0.69	0.291
Al2O3	19.764	-3.887	-3.923	0.036
FeOtot	7.277	-3.832	-3.814	-0.018
MnO	0.158	-0.121	-0.102	-0.018
MgO	3.187	-2.01	-2.064	0.053
CaO	8.335	-5.153	-5.179	0.026
Na2O	2.851	1.119	1.306	-0.187
K2O	4.264	0.509	0.432	0.077
P2O5	0	-0.312	0	-0.312
			TOTAL	0

SUM OF THE SQUARES OF THE RESIDUALS **0.23**

PHASE NAME	AMOUNT AS WT.% OF INIT. MAGMA	AMOUNT AS WT.% OF ALL PHASES	AMOUNT AS WT.% OF ADDED PHS.	AMOUNT AS WT.% OF SUBTRD.PHS.			
					V	**Rb**	
mp. L17-cpx_andesite b	-9.73	15.03	0	15	5.2	0.03	cpx
PNZt - FK	-30.37	46.9	0	47	0.22	0.32	Kf
samp. ST179-ol-and bas	-1.78	2.75	0	3	0.08	0.062	ol
mp. STR 144-plg-and b	-19.07	29.46	0	29	0.47	0.16	plg
PNZt - OX	-3.79	5.85	0	6	54	0.15	ox
					4.26	**0.21**	**#VALUE!**

TOTAL REL. TO INITIAL MAGMA 0 **65**

Andesite	Clinopyroxe
Andesite	Clinopyroxe
Andesite	Clinopyroxe
Andesite	Low Calciu
Andesite	Magnetite
Andesite	Olivine
Andesite	Olivine
Andesite	Olivine
Andesite	Olivine
Andesite	Olivine
Andesite	Plagioclase
Andesite	Plagioclase
Andesite	Plagioclase
Basalt-And	K-feldspar

Table 9.

RECAL.	ANALYSES	(WT.%)	TO 100%			
	Pantelleria	**Ponza comendite**				
OXIDE	**INIT**	**FINAL**	Olivine_Opl.1013	Cpx_Opl.1013	Plg_Opl-1013	Ilmenite_Opl-1001
SiO2	50.56134	71.00544	34.66	51.76	55.11	0.41
TiO2	2.085004	0.1511183	0	0.92	0.11	49.59
Al2O3	16.05854	12.67379	0	2.82	27.82	0.11
FeOtot	10.54531	5.188394	43.08	6.96	0.74	46.16
MnO	0.1503609	0.2820874	0.86	0.08	0	0.67
MgO	5.553328	8.06E-02	20.97	16.05	0	2.79
CaO	9.282277	0.2720129	0.42	21.09	10.29	0.27
Na2O	3.759022	5.853314	0	0.32	5.56	0
K2O	1.523657	4.473101	0	0	0.38	0
P2O5	0.4811547	0.0201491	0	0	0	0
TOT	100	100	100	100	100	100

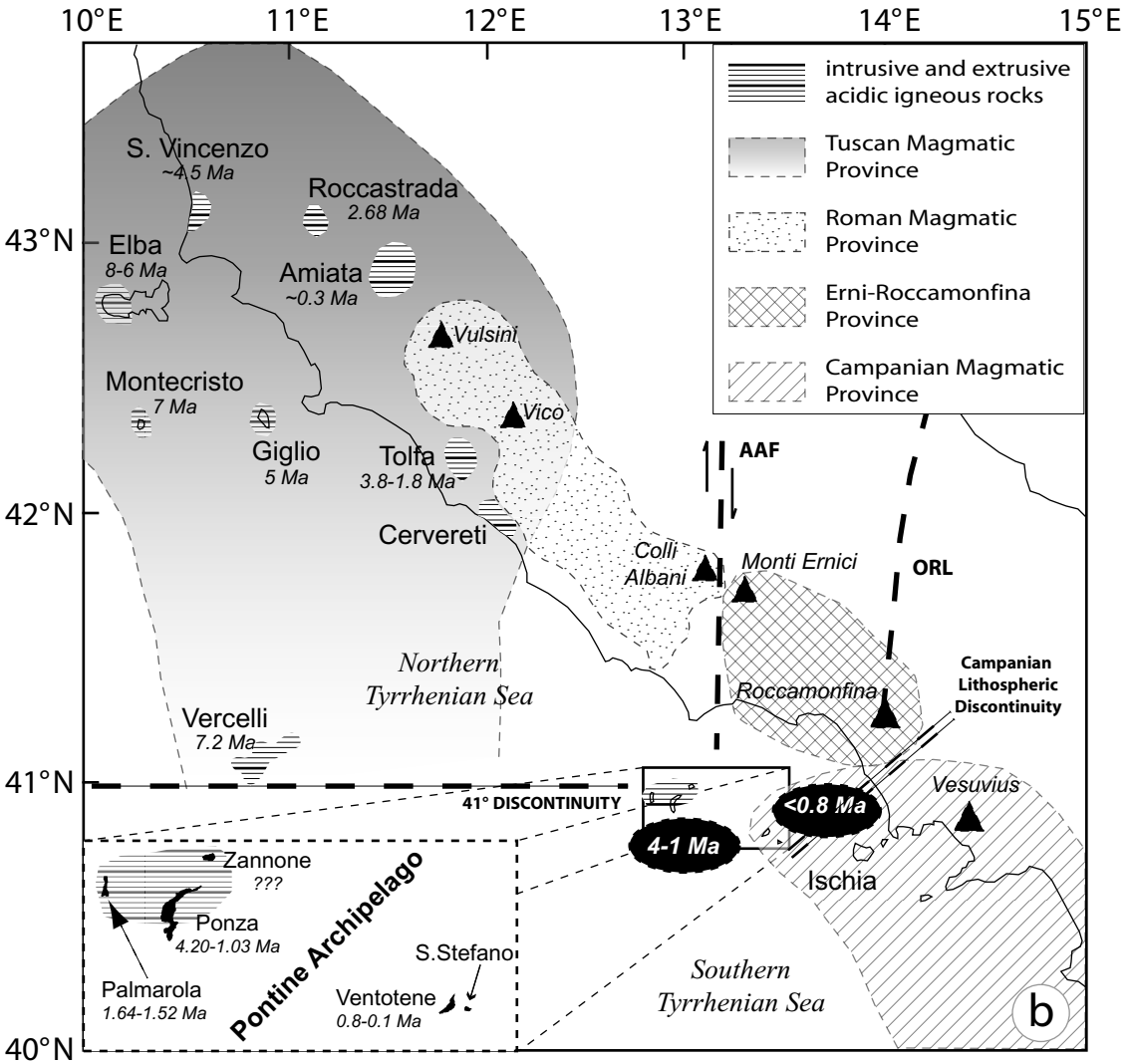
RESULTS

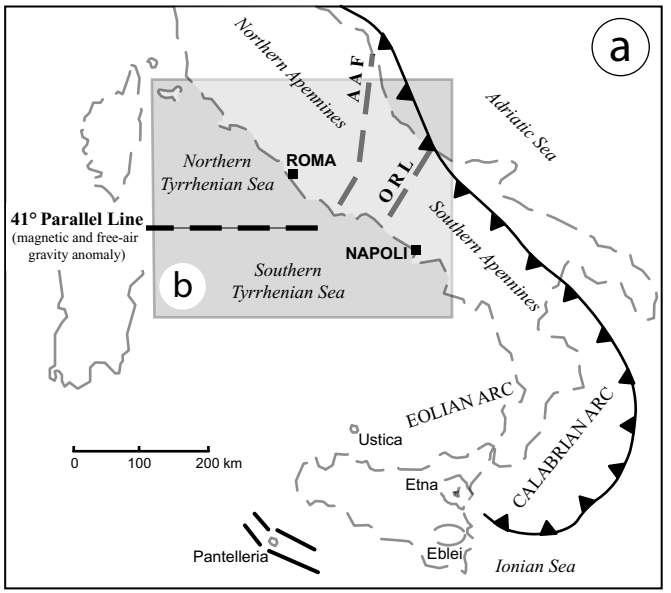
	BULK COMP. OR ADDED OR	OBS.DIFF. BETWEEN	CALC.DIFF. BETWEEN	OBS.-CALC. RESIDUALS
OXIDE	SUBTR.MATL.	MAGMAS	MAGMAS	
SiO2	48.246	20.444	20.096	0.348
TiO2	2.805	-1.934	-2.343	0.41
Al2O3	16.802	-3.385	-3.645	0.26
FeOtot	11.305	-5.357	-5.401	0.044
MnO	0.193	0.132	0.079	0.053
MgO	6.812	-5.473	-5.944	0.471
CaO	10.308	-9.01	-8.862	-0.149
Na2O	3.308	2.094	2.247	-0.153
K2O	0.221	2.949	3.755	-0.805
P2O5	0	-0.461	0.018	-0.479
			TOTAL	0

SUM OF	THE SQUARES	OF THE	RESIDUALS	1.5

PHASE NAME	AMOUNT AS WT.% OF INIT. MAGMA	AMOUNT AS WT.% OF ALL PHASES	AMOUNT AS WT.% OF ADDED PHS.	AMOUNT AS WT.% OF SUBTRD.PHS.		
					Th	**Sr**
Olivine_Opl.1013	-14.56	16.49	0	16.5	0.01	0.0000508
Cpx_Opl.1013	-17.66	20	0	20.0	0.02	0.785
Plg_Opl-1013	-51.53	58.36	0	58.4	0.02	10
Ilmenite_Opl-1001	-4.55	5.16	0	5.2	0.1	0.11
					0.02	**6.00**

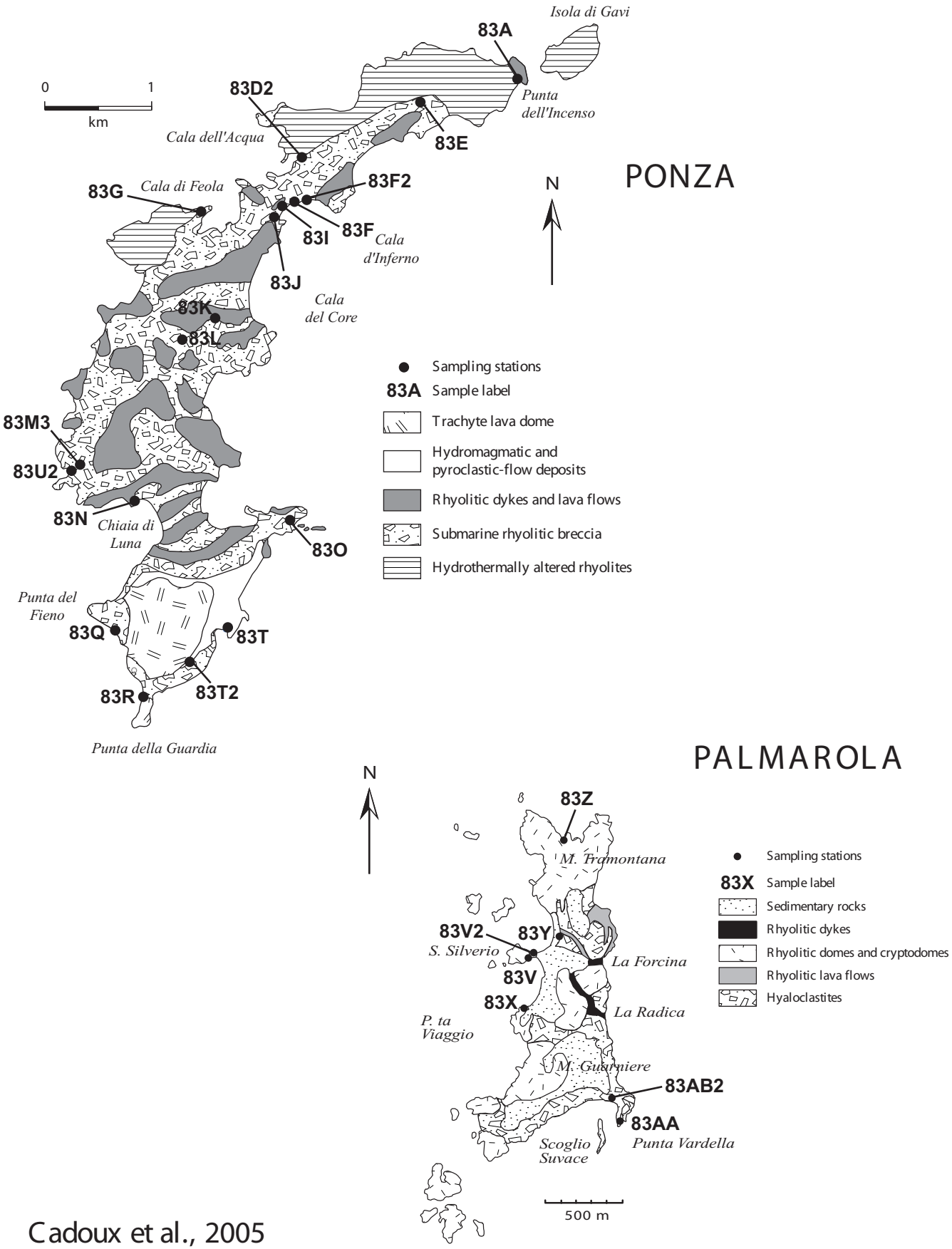
TOTAL REL.	TO INITIAL	MAGMA	0	88.3



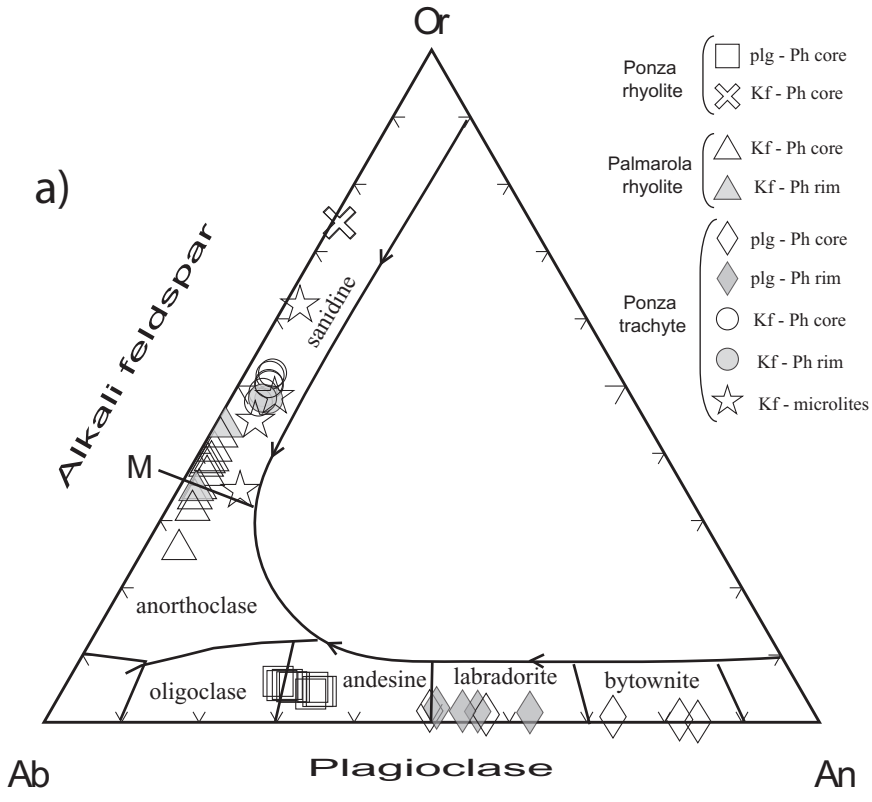


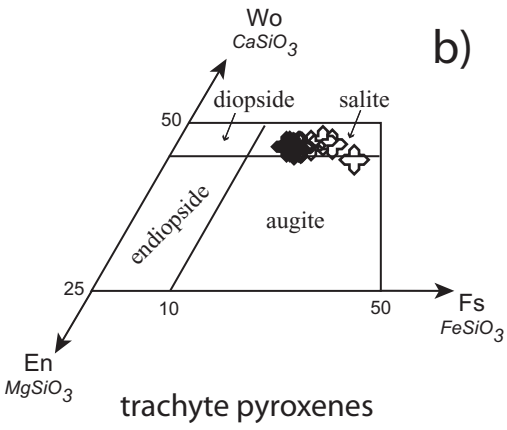
AAF : Ancona-**A**nzio **F**ault
ORL : Ortona-**R**occamonfina **L**ine

Figure 1

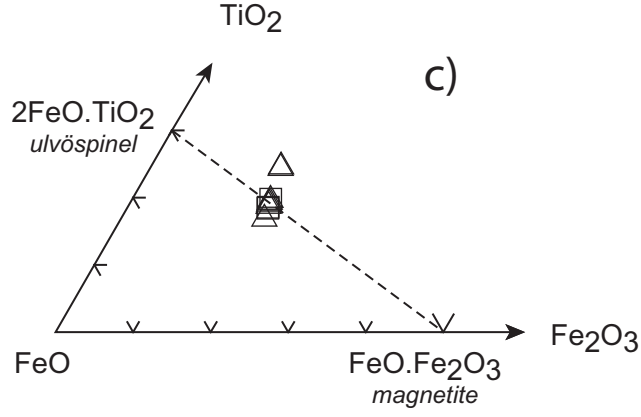


Cadoux et al., 2005
Figure 2





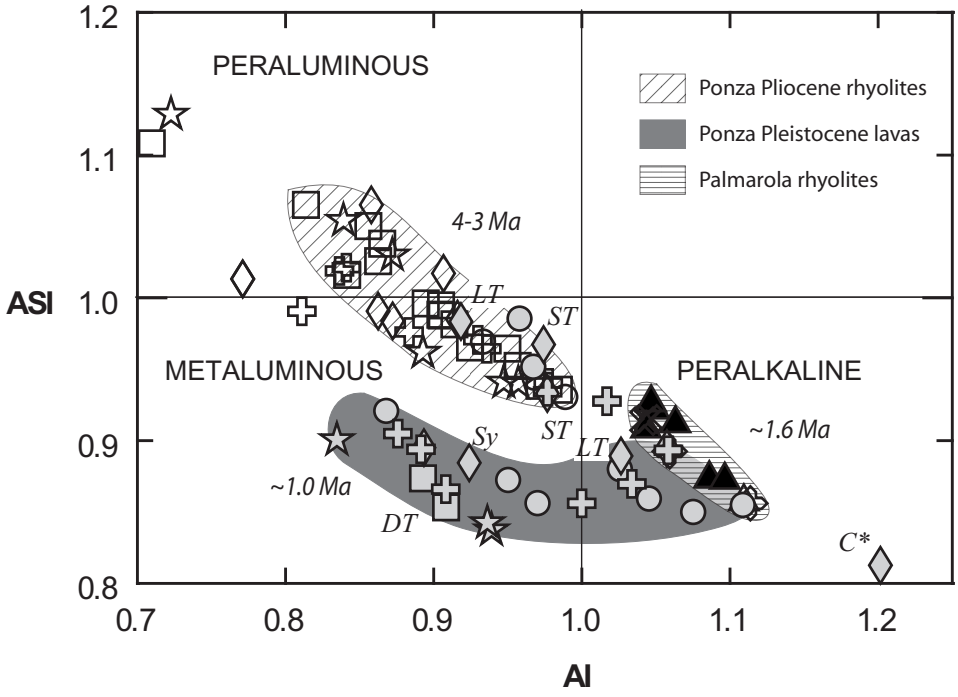
trachyte pyroxenes



△ Palmarola rhyolites oxides

□ Ponza trachytes oxides

Figure 3
Cadoux et al., 2005



Ponza volcanic rocks (white symbol = rhyolite; grey symbol = trachyte):
☆ Barberi et al., 1967; ✚ Savelli, 1987; ○ Bellucci, 1999; ◊ Conte and Dolfi, 2002; □ Cadoux et al., 2005.
C = comendite of Ponza (Conte and Dolfi, 2002), unkown absolute age.*

Palmarola rhyolites:
✧ Barberi, 1967; ✖ Savelli, 1987; ▲ Cadoux et al., 2005.

According to Conte and Dolfi (2002): DT: Dark Trachyte; LT: Light Trachyte; ST: Sodic Trachyte.

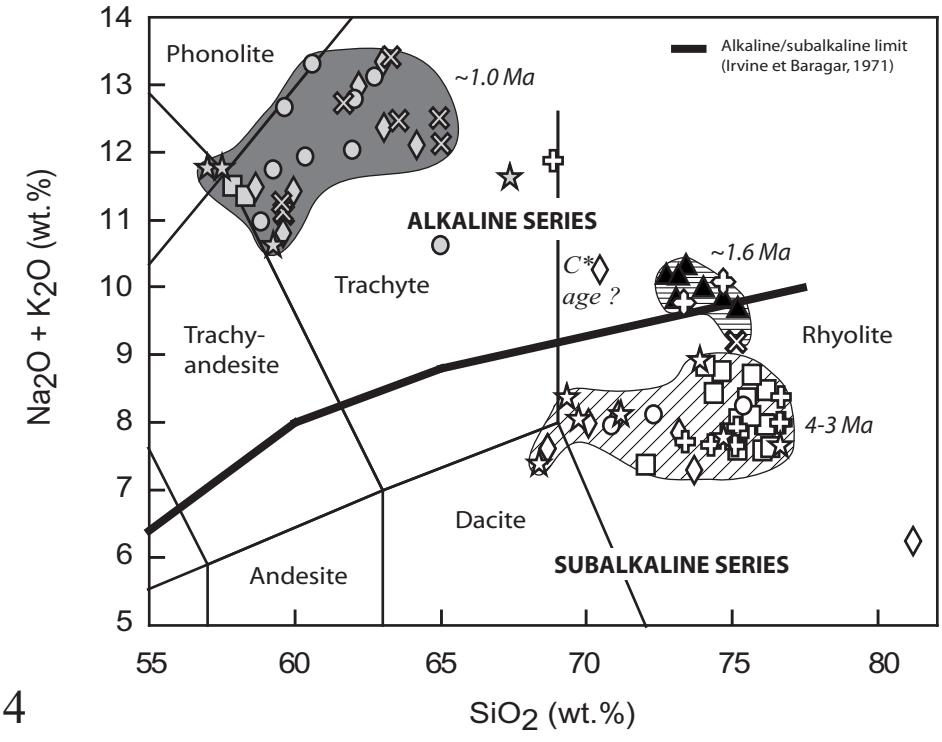


Figure 4
Cadoux et al., 2005

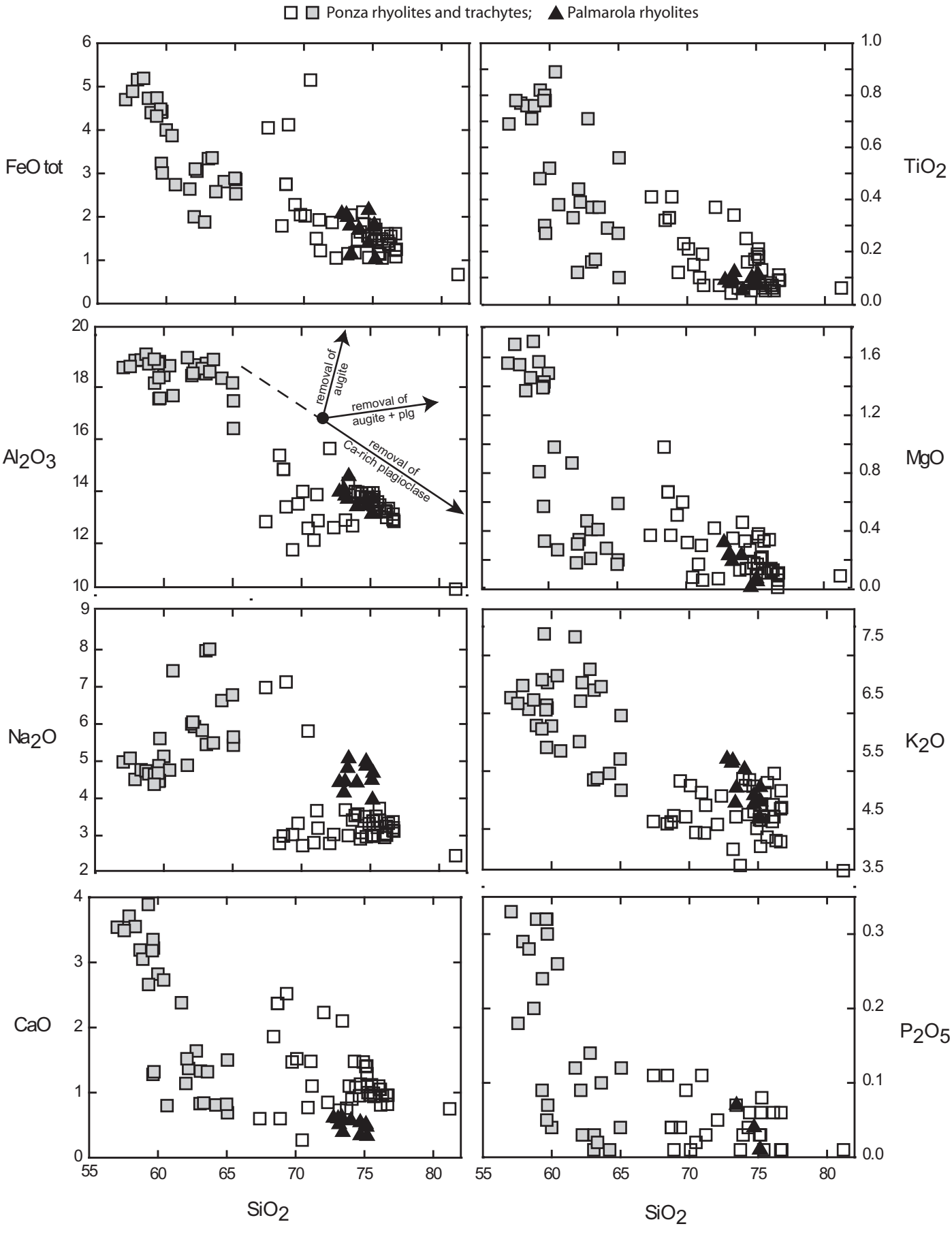


Figure 5
Cadoux et al., 2005

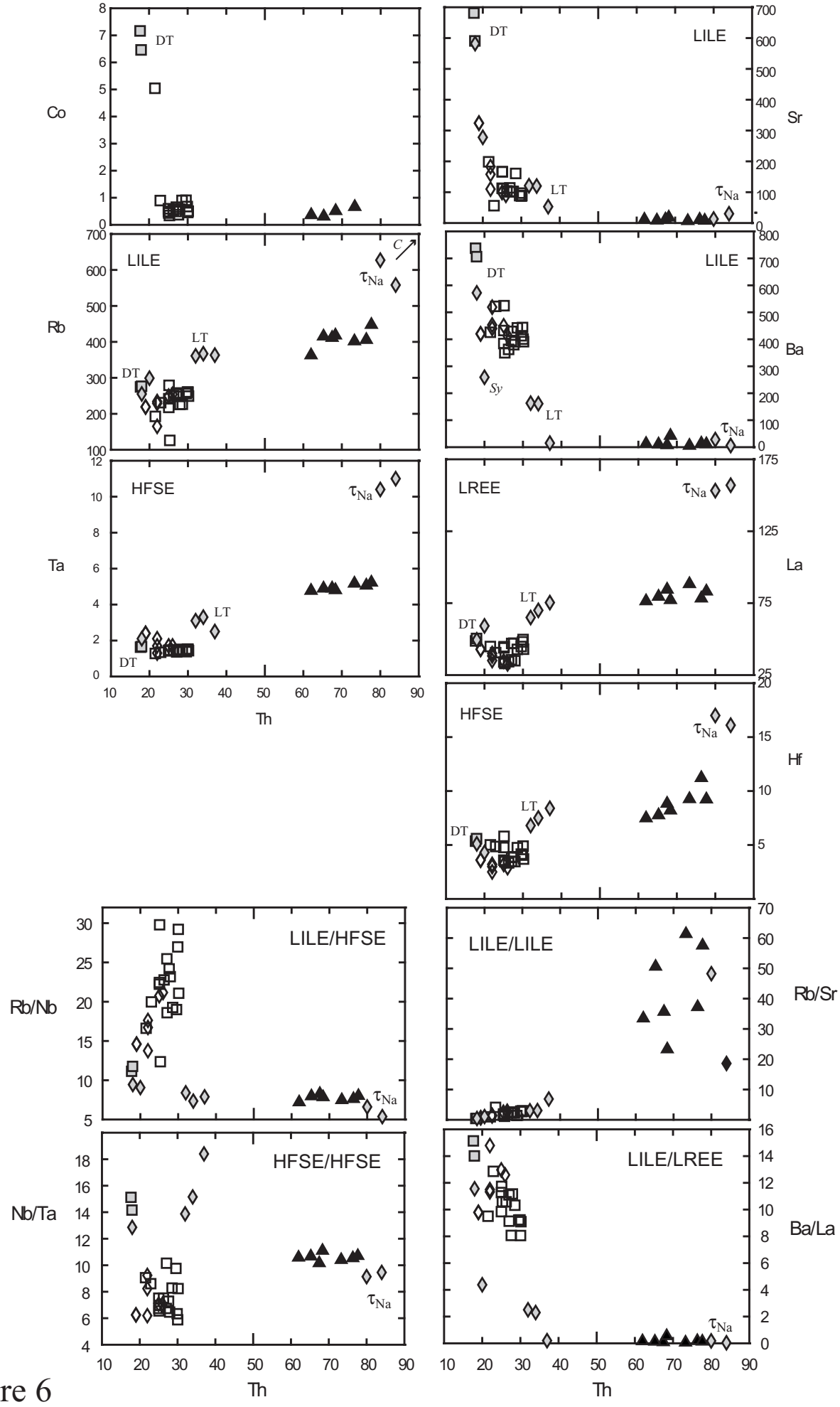


Figure 6
Cadoux et al., 2005

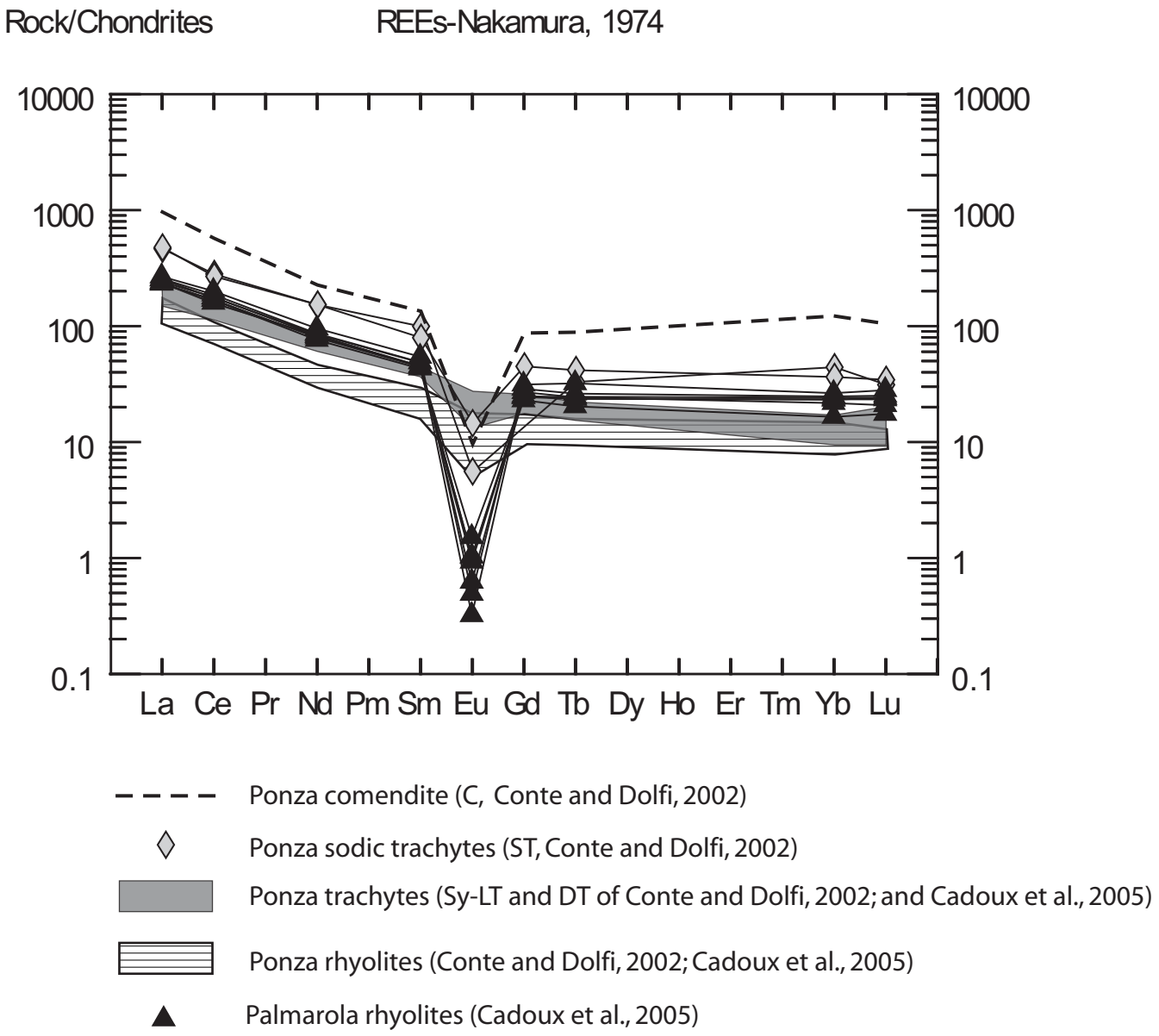


Figure 7
Cadoux et al., 2005

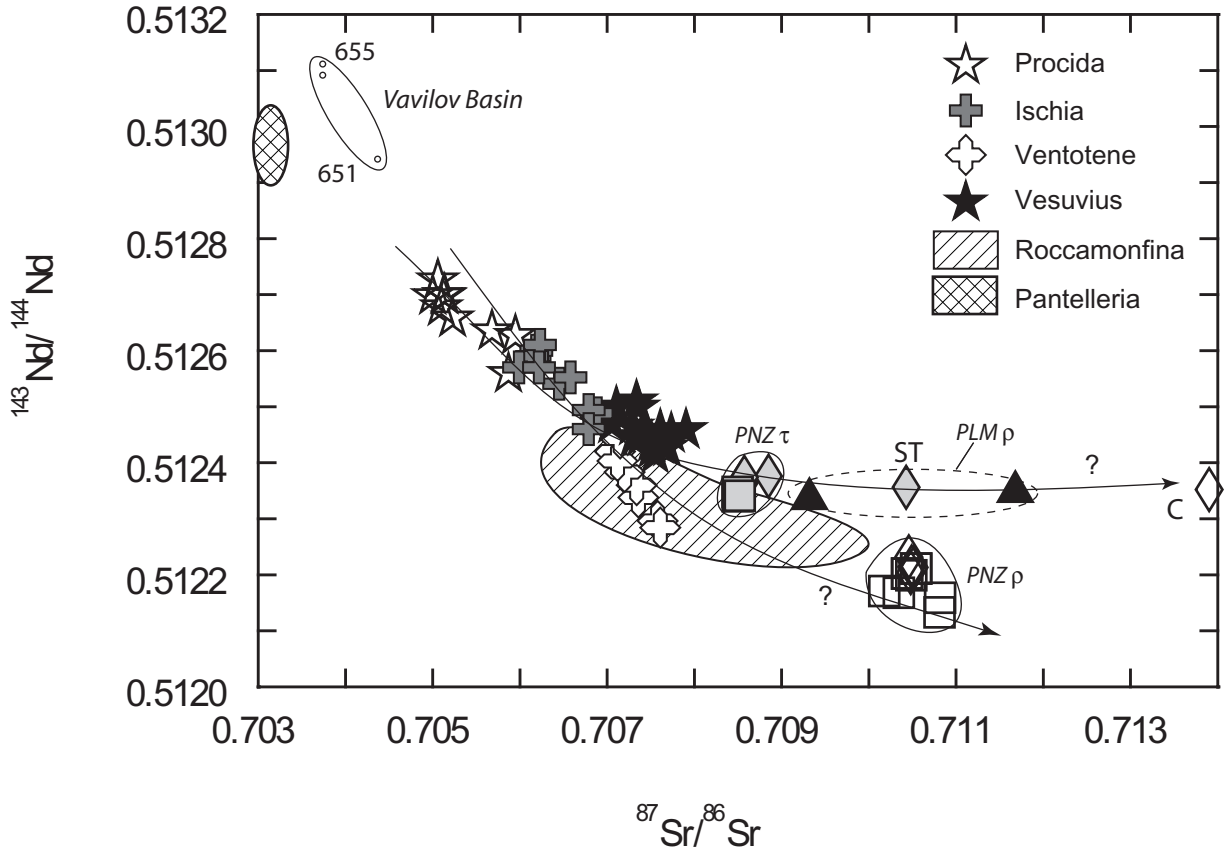


Figure 8
Cadoux et al., 2005

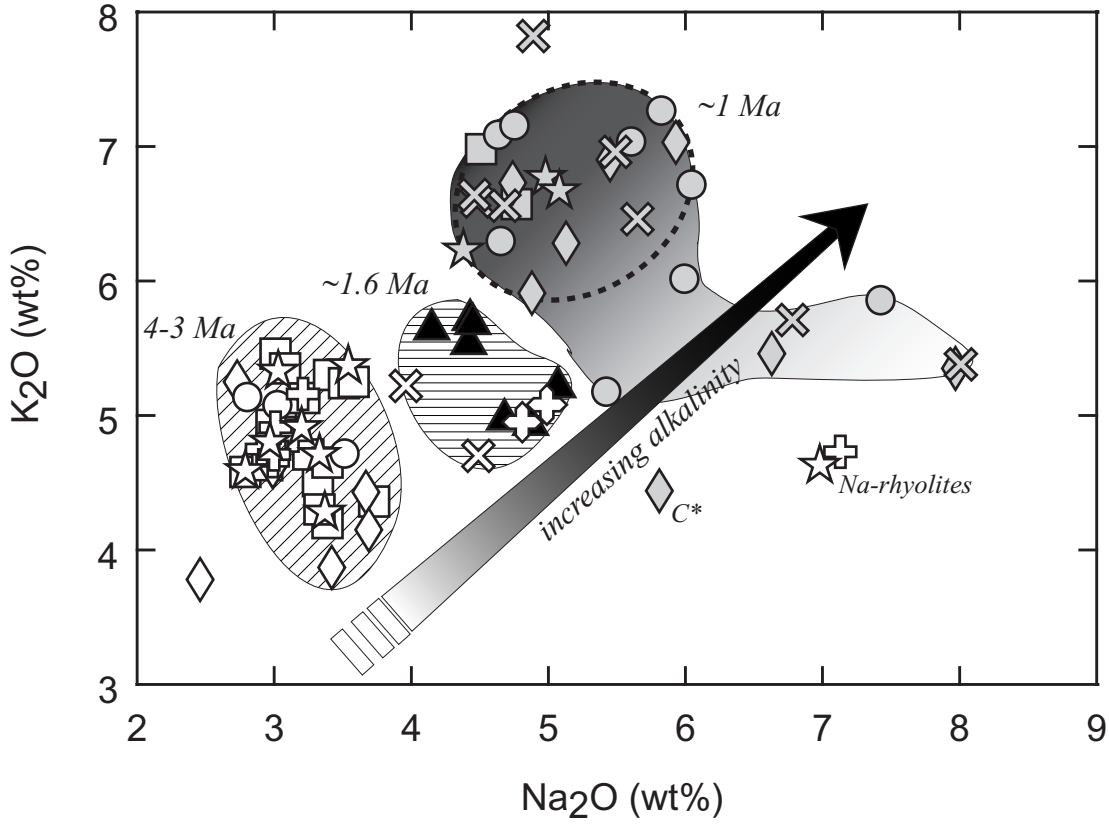
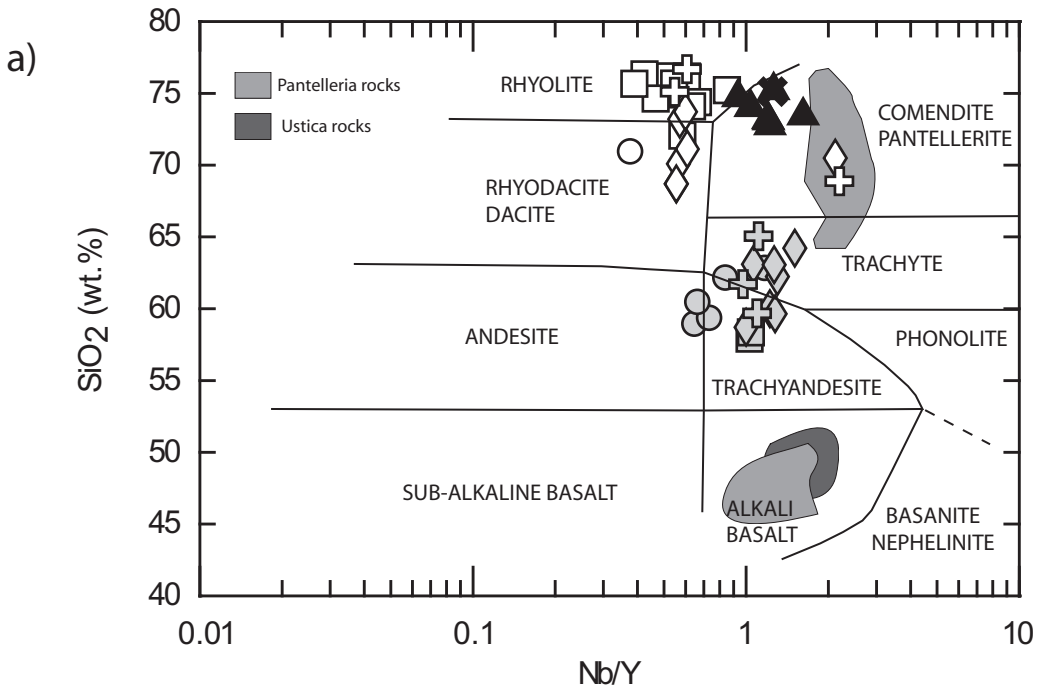
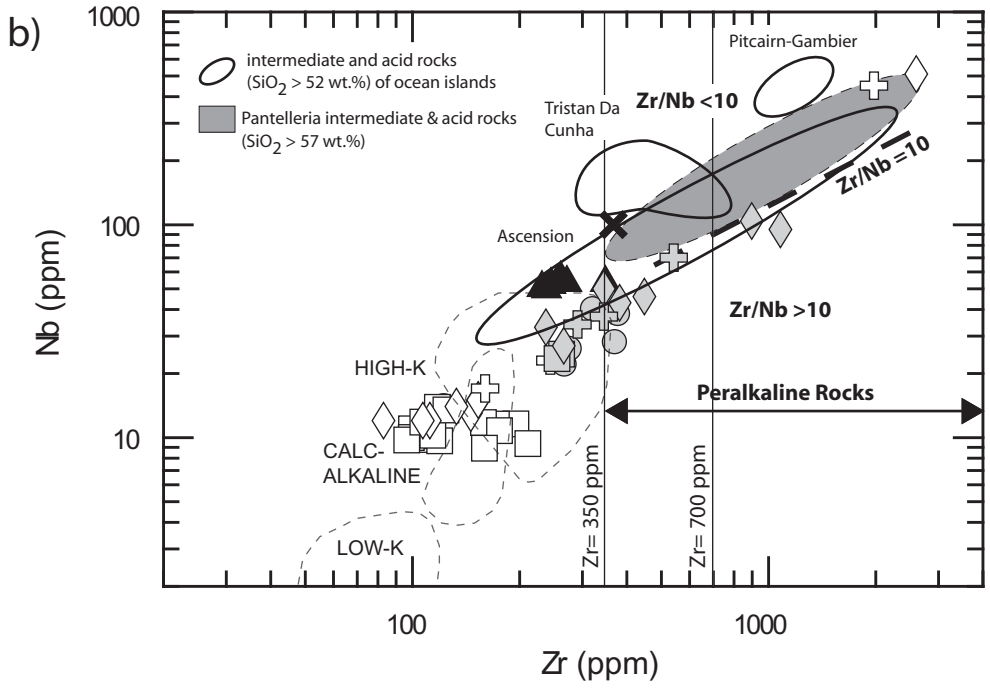


Figure 9
Cadoux et al., 2005



SiO_2 vs. Nb/Y classification diagram for common volcanic rocks (Winchester and Floyd, 1977)



Nb vs. Zr plot (Leat et al., 1986) comparing Ponza and Palmarola volcanic rocks (same symbols as previous figures) with intra-plate type rocks of Pantelleria (Esperança and Crisci, 1995; Civetta et al., 1998; Avanzinelli et al., 2004), and ocean islands comprising rocks from Ascension Island, Tristan Da Cunha group and Pitcairn-Gambier chain (GEOROC database for OIB at http://georoc.mpchmainz.de).

Figure 10
Cadoux et al., 2005

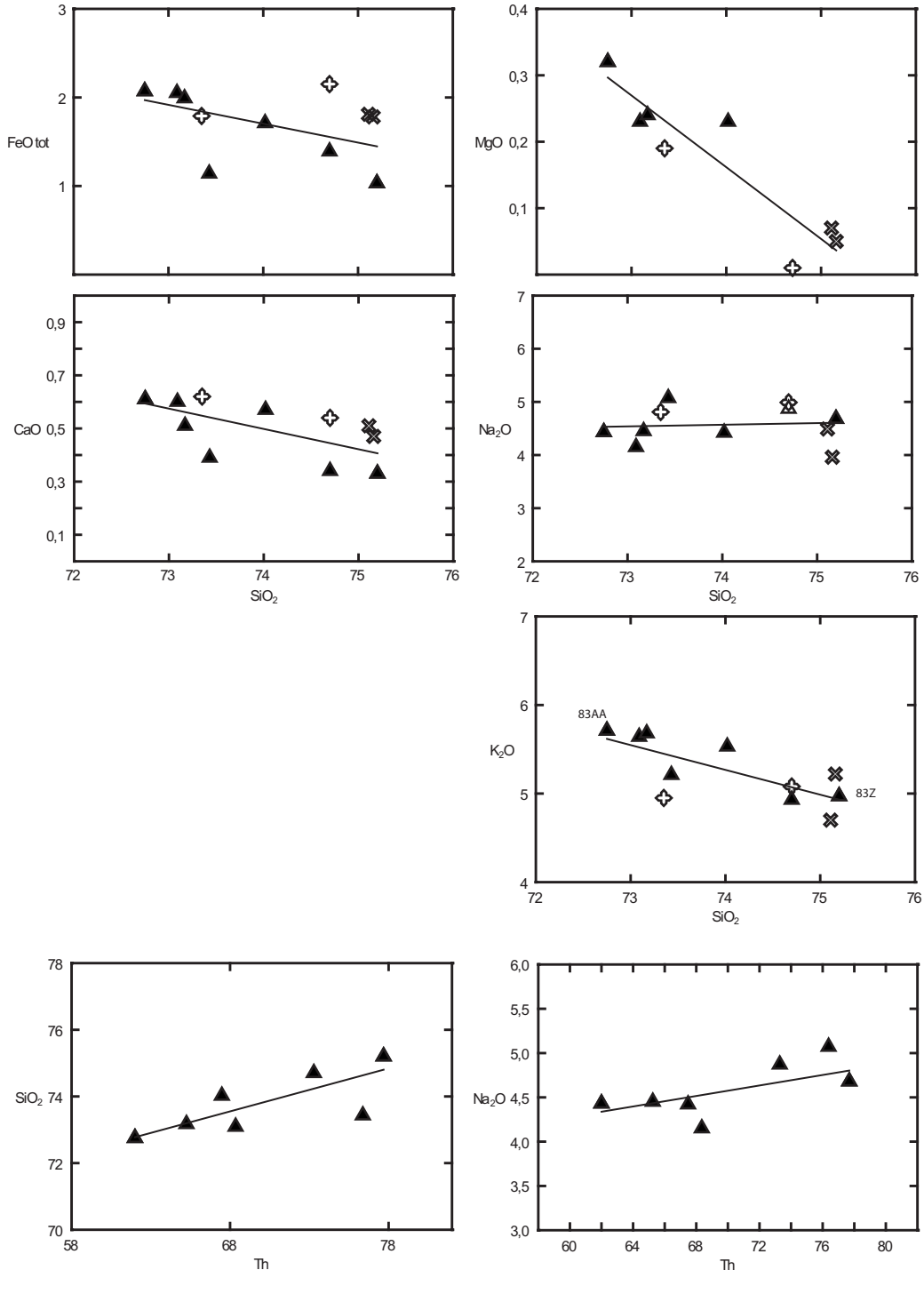


Figure 11
Cadoux et al., 2005

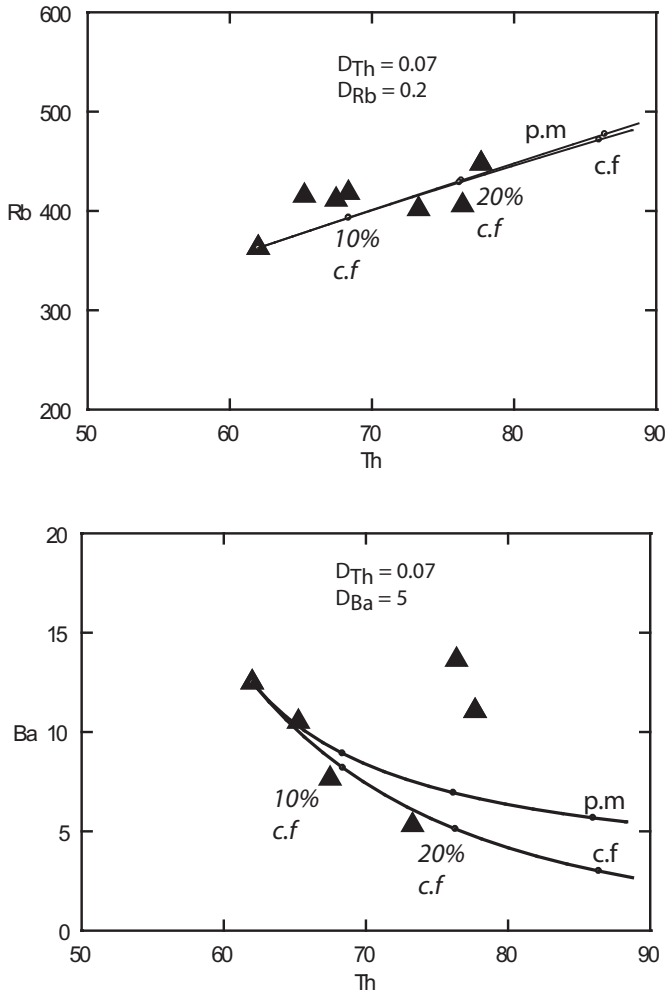
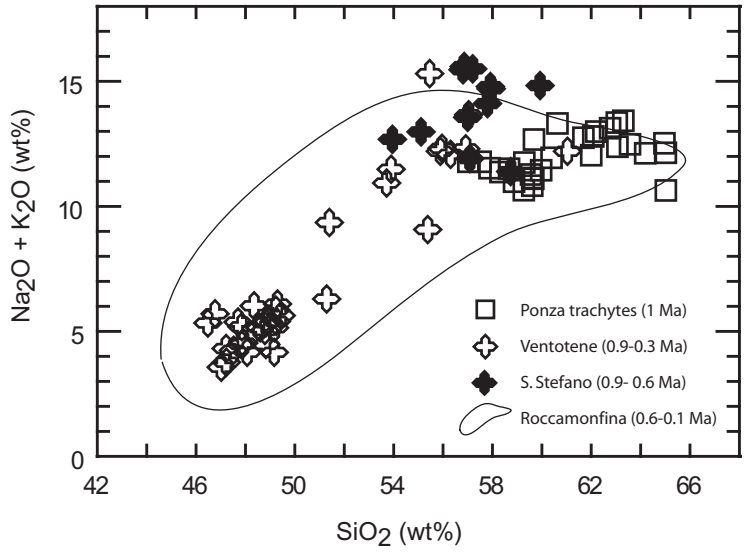


Figure 12
Cadoux et al., 2005



Data sources :
Roccamonfina ages : Balini et al., 1990; Cole et al. 1992; Gianetti and De Casa, 2000; Gianetti, 2000; Rouchon and Gillot, 2004
Roccamonfina chemistry : Gianetti, Cole, Balini,Rouchon and Gillot, 2004
Ventotene & Santo Stefano ages : Metrich,1988, Bellucci, 1999 (Capaldi)
Ventotene chemistry : Narici, 1932; Barberi, 1967; Metrich,1988; D'Antonio and Di Girolamo, 1994; Bellucci, 1999
Ponza trachytes age : Cadoux et al., 2004
Ponza trachytes chemistry: Narici, 1932; Barberi, 1967; Savelli, 1987; Bellucci, 1999, Conte and Dolfi, 2002; Cadoux et al., 2004

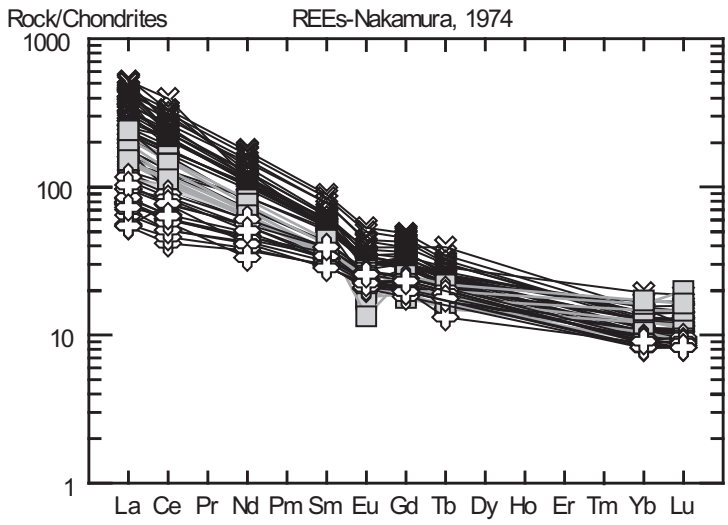


Figure 13
Cadoux et al., 2005

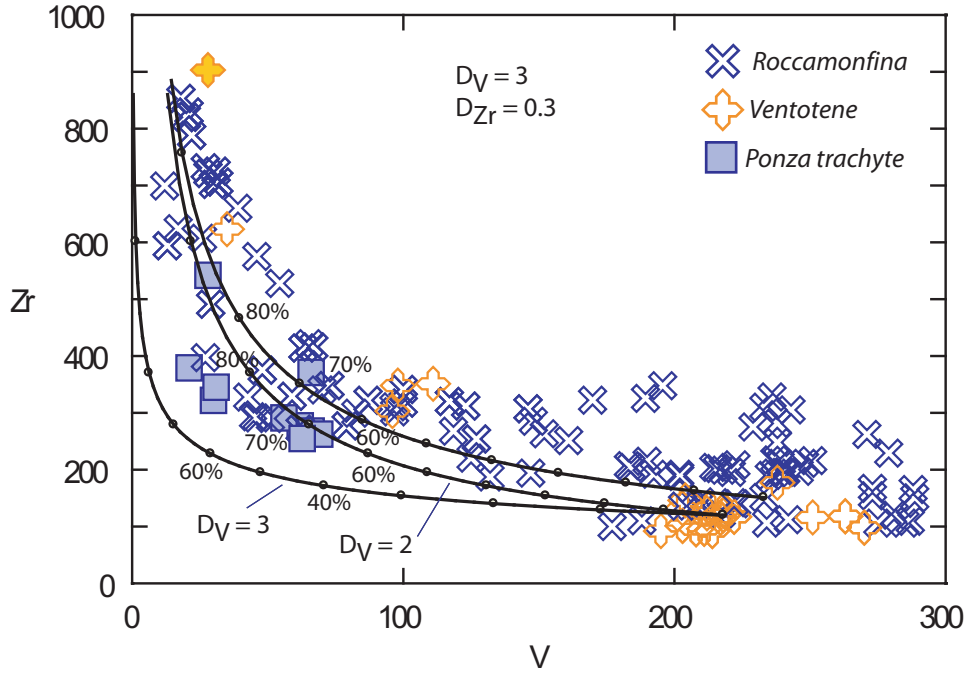
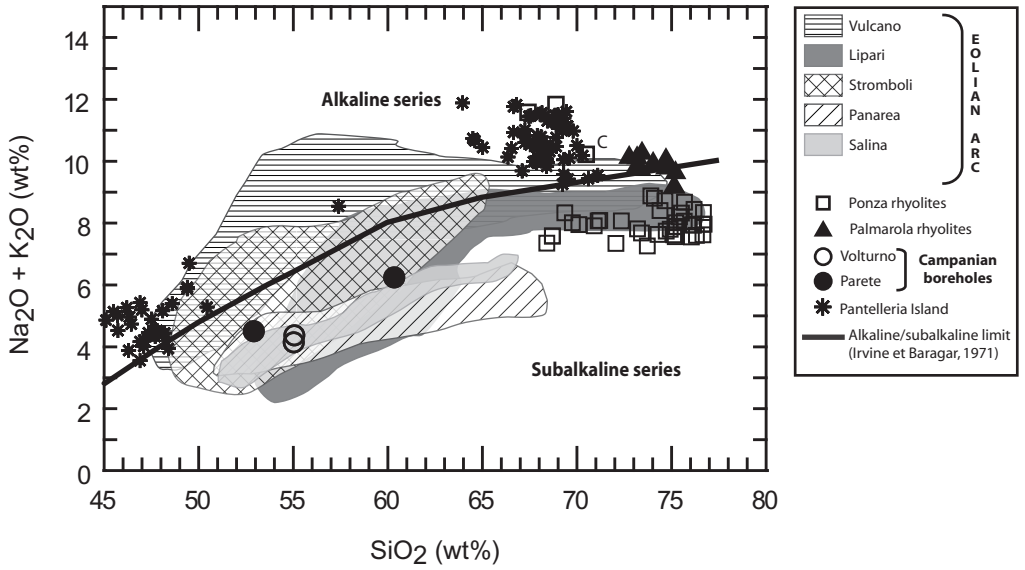
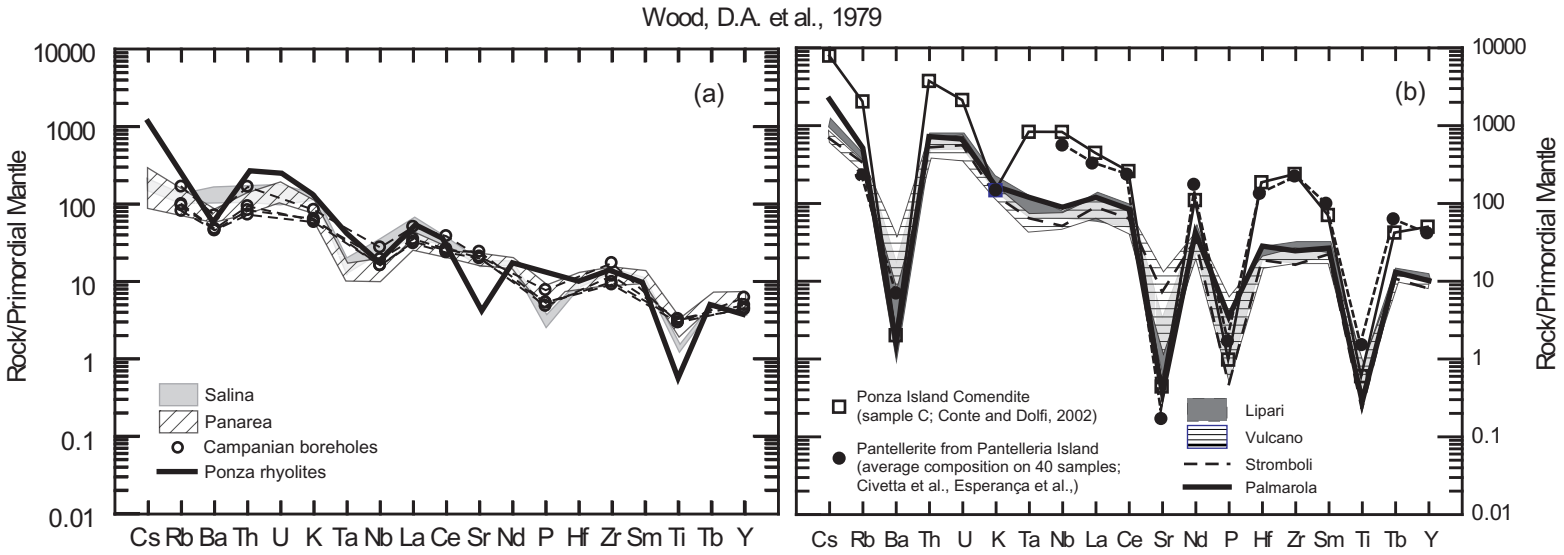


Figure 14
Cadoux et al., 2005

Figure 15
Cadoux et al., 2005



Pantelleria Island : data from Esperança et al., 1995; Civetta et al., 1998; Avanzinelli et al., 2004
Campanian boreholes : Albani et al., 1980; Beccaluva et al., 1991
Eolian arc : GEOROC Database



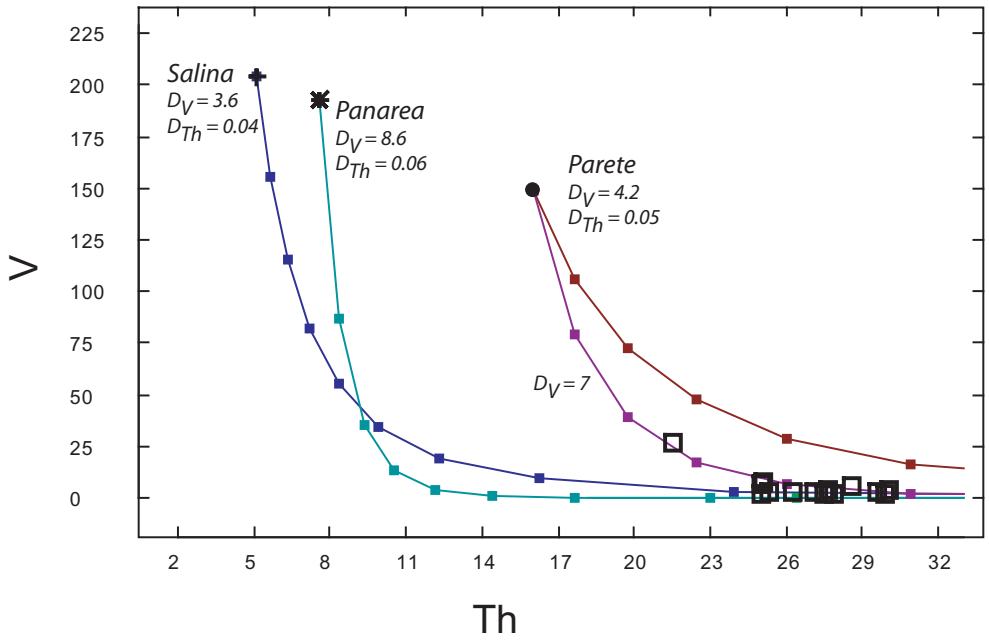


Figure 16a
Cadoux et al., 2005

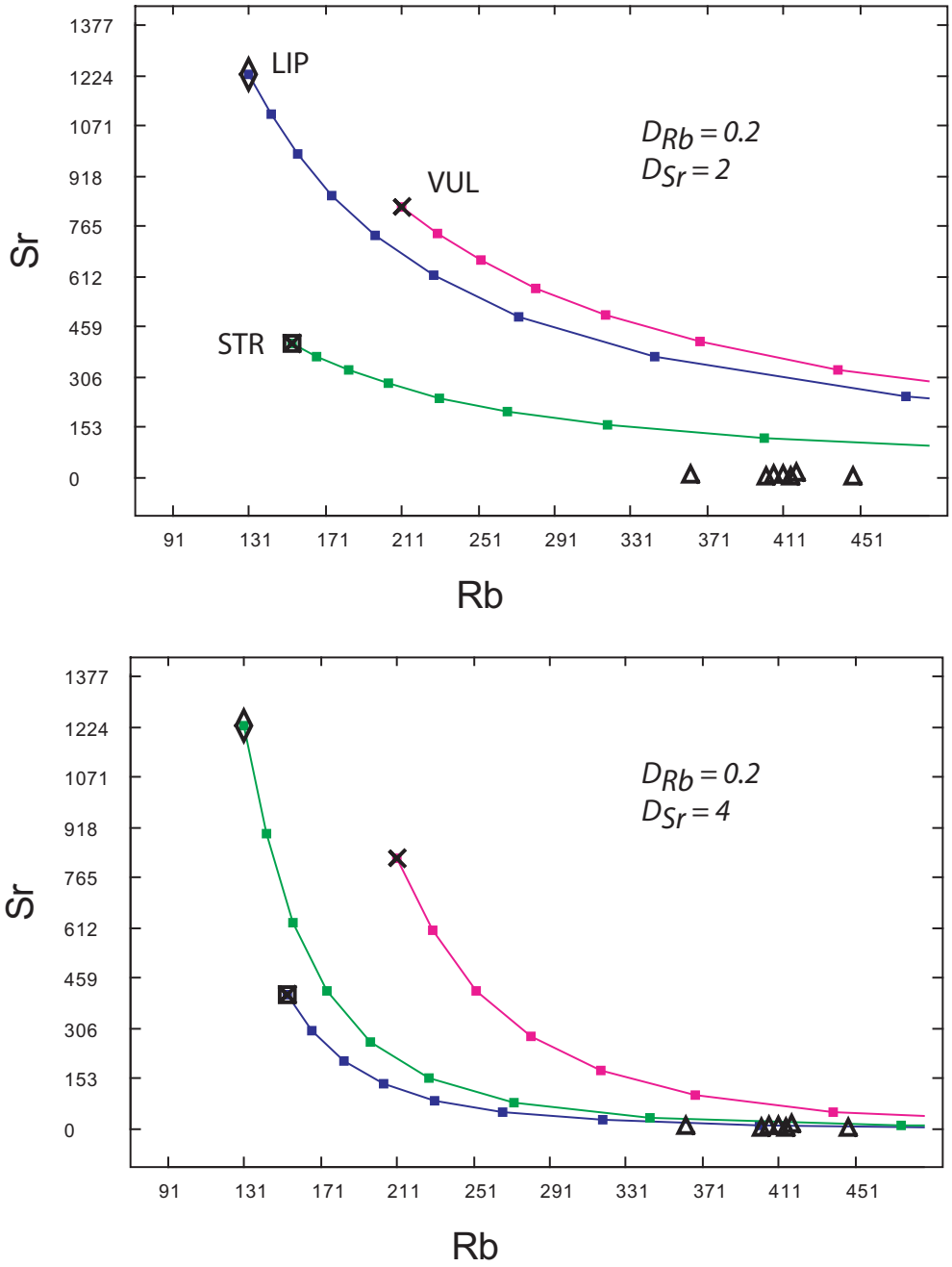


Figure 16b
Cadoux et al., 2005

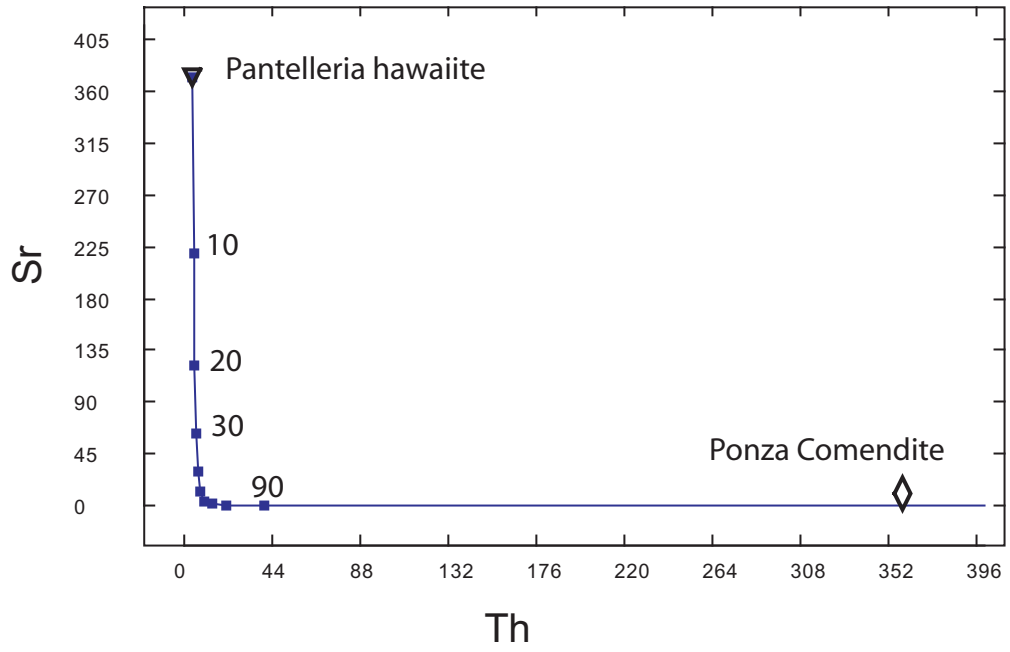
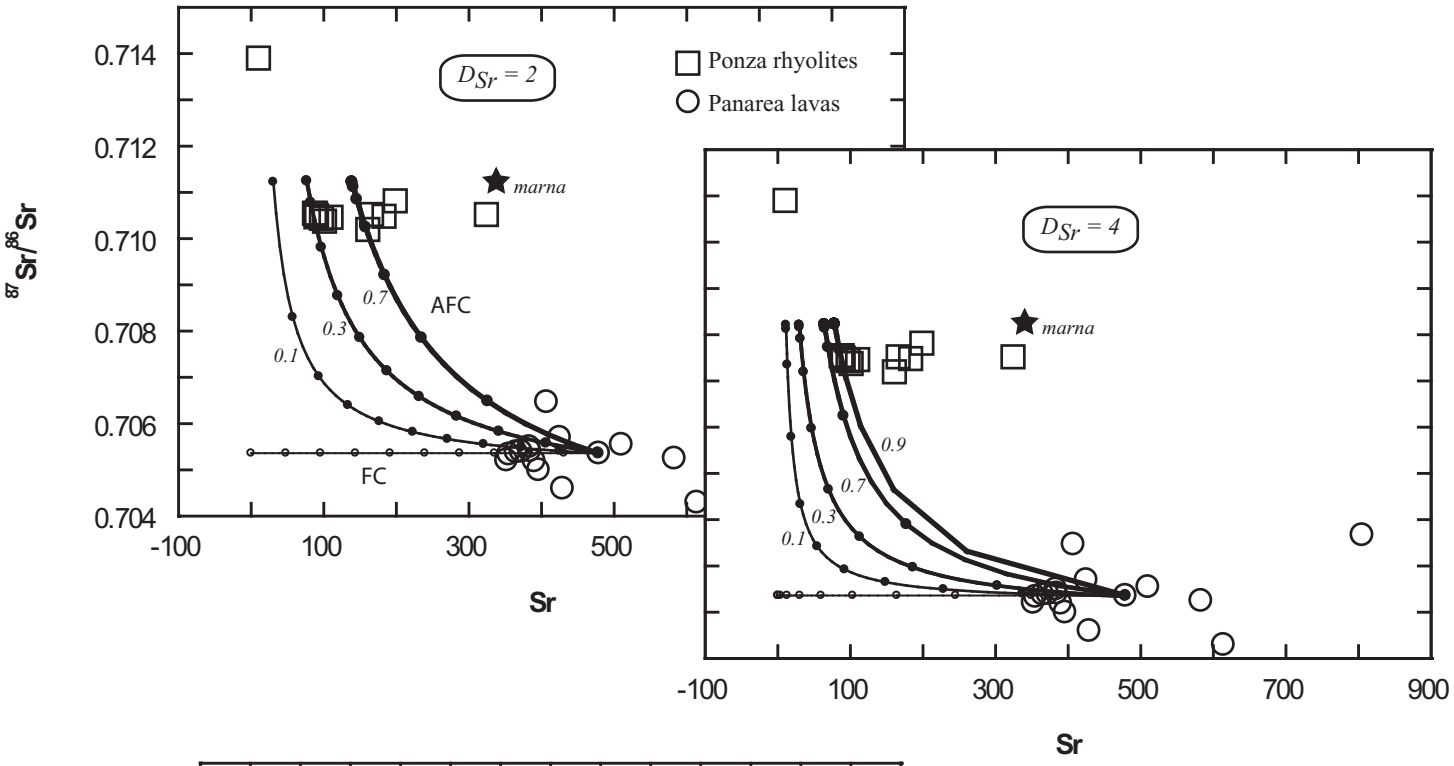
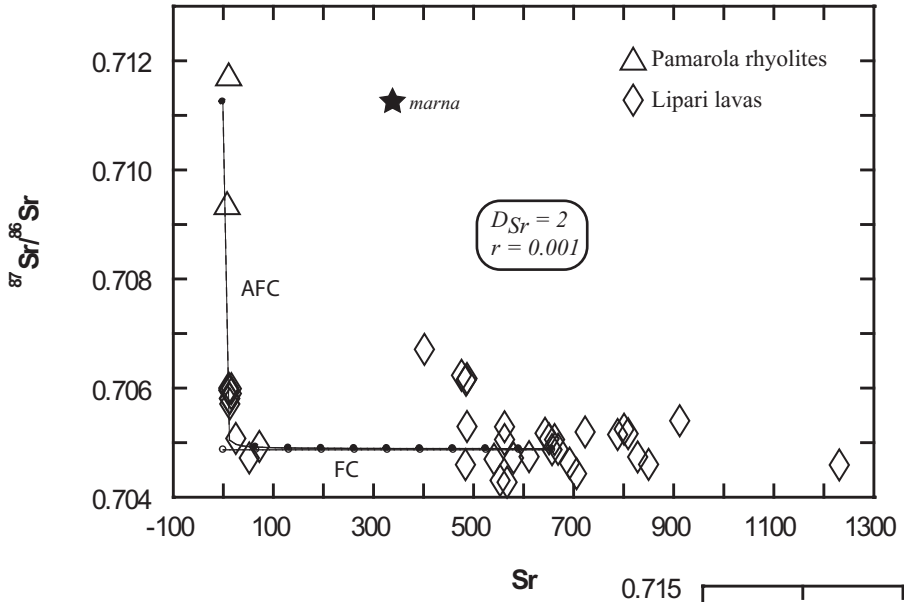


Figure 16c
Cadoux et al., 2005





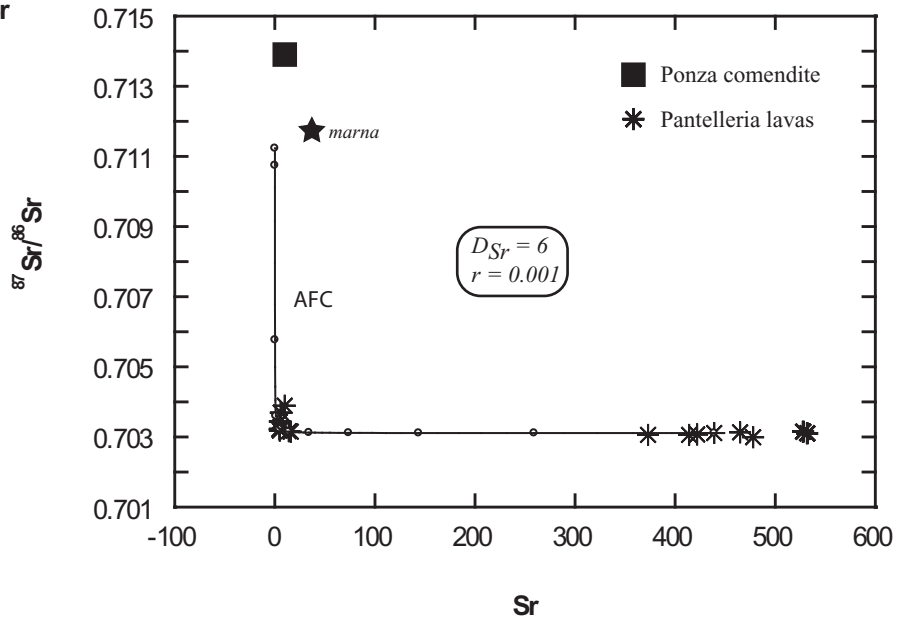
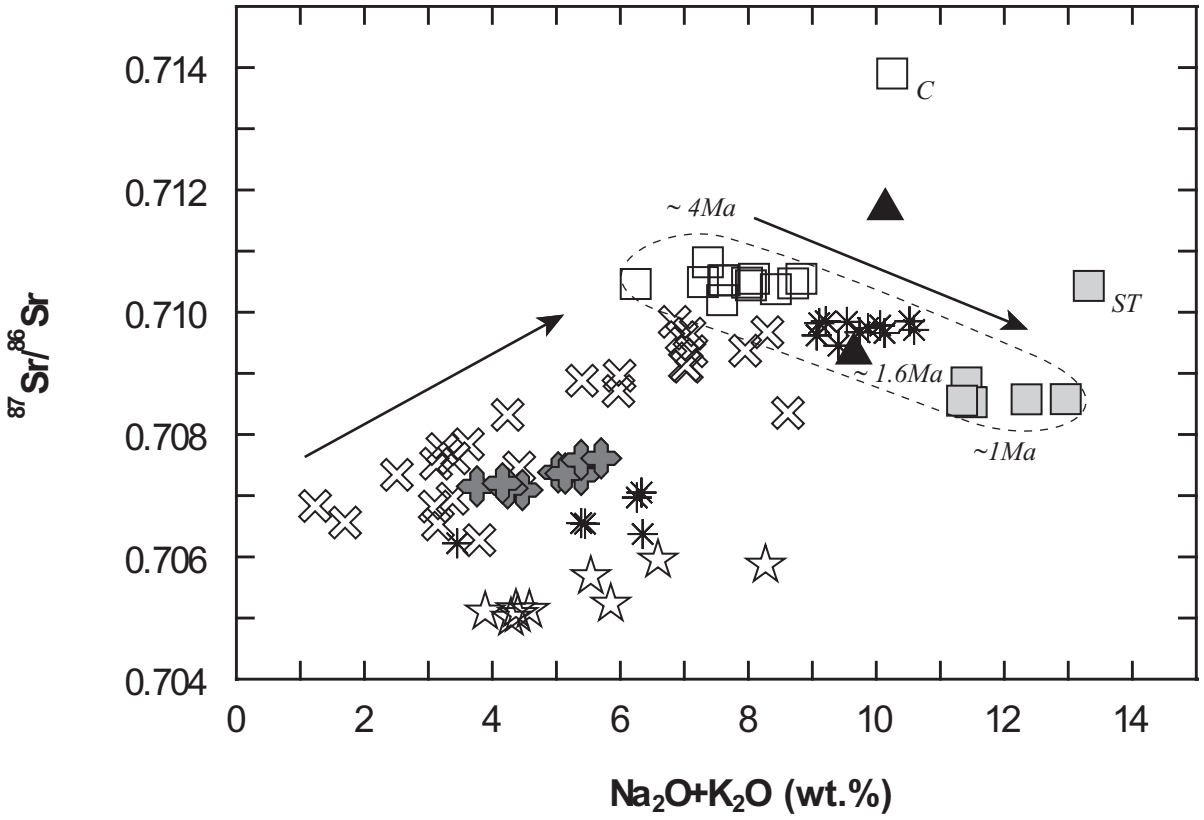
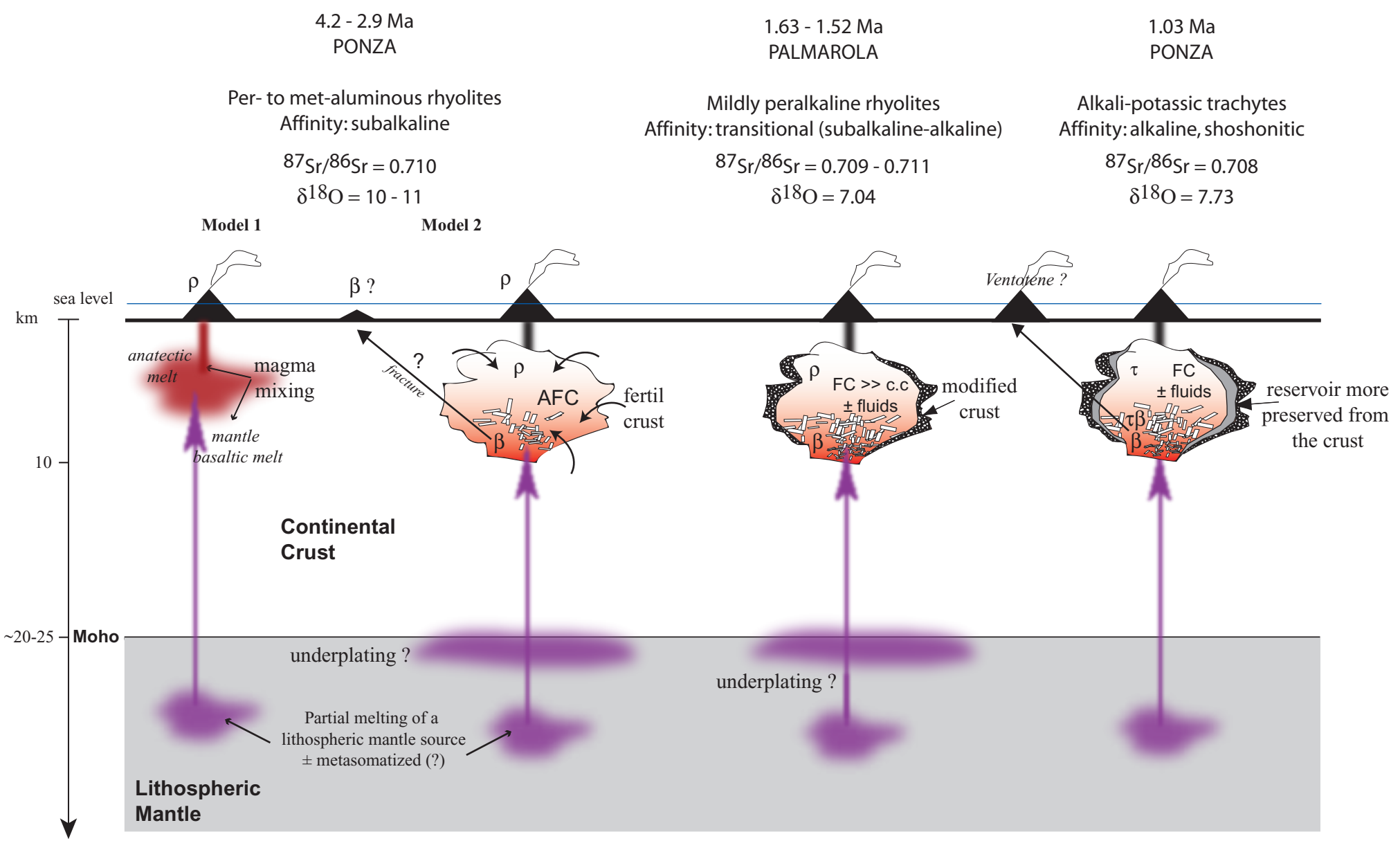


Figure 17
Cadoux et al., 2005


0.714
0.712
0.710
0.708
0.706
0.704
0
2
4
6
8
10
12
14
$^{87}Sr/^{86}Sr$
Na_2O+K_2O (wt.%)
C
ST
~ 4Ma
~ 1.6Ma
~1Ma

Real scale not respected



CHAPITRE III

ETUDE DE LA PROVINCE TOSCANE

A- Introduction

La Province Magmatique Toscane (PMT) comprend la majorité des affleurements de roches magmatiques acides de l'Italie. Celles-ci ont un intérêt majeur car elles représentent les uniques témoins des premières phases de l'ouverture de la Mer Tyrrhénienne, au Mio-Pliocène. La PMT est indubitablement la province la plus complexe de la péninsule Italienne, la partie B de ce chapitre présente ses caractéristiques et l'état des connaissances sur celle-ci.
Les roches acides de la PMT ont déjà fait l'objet de nombreuses études pétrologiques et géochimiques (cf. section III-B), c'est pourquoi ce chapitre III est surtout voué à la géochronologie. Nous avons choisi de mieux dater les édifices acides de San Vincenzo, Roccastrada et Amiata car les âges publiés jusqu'ici sont dispersés, ne permettant pas de contraindre correctement leur activité magmatique. Une série d'analyses géochimiques complètes (majeurs, traces, isotopes Sr-Nd-Pb) a également été effectué sur ces roches, plus sur un échantillon de Radicofani (édifice voisin de Monte Amiata ; Fig. III-B.1) et un échantillon du pluton granitique de Monte Capanne (Ile d'Elbe).
Le volcan de Monte Amiata fait l'objet d'une étude plus détaillée, autant d'un point de vue géochimique que géochronologique, car c'est un des volcans majeurs de la péninsule Italienne et est pourtant le moins bien connu. Cependant, il mérite notre intérêt car il boucle l'activité magmatique acide de la Toscane en terme d'âge (~0.3 Ma).
Les données géochimiques des autres édifices de la PMT (San Vincenzo, Roccastrada, Radicofani et Monte Capanne) sont utilisées pour comparaison dans la partie D sur Monte Amiata et sont intégrés dans le cadre d'une étude plus globale dans la discussion (Chapitre IV).

Le but de ce chapitre est de contribuer à une meilleure contrainte temporelle de l'activité magmatique acide en Toscane et d'améliorer notre connaissance sur l'origine des produits du volcan de Monte Amiata et leur lien avec la PMT et la PMR voisine.

Ce troisième chapitre s'organise en 3 parties :

- la première expose le contexte géologique de la PMT et l'état des connaissances, tant d'un point géochronologique que pétro-géochimique.
- la deuxième partie est dédiée à la géologie et la géochronologie des sites étudiés. Elle présente et discute les résultats géochronologiques obtenus sur les roches acides de San Vincenzo, Roccastrada et Amiata.

- enfin, la troisième et dernière partie présente les nouvelles données géochimiques sur le volcan de Monte Amiata. Outre des données supplémentaires en éléments majeurs et traces, on apporte ici de nouvelles données isotopiques en Sr, Nd et Pb et surtout, les premières données Pb sur les enclaves magmatiques de Monte Amiata.

B- Contexte géologique de la Province Toscane et état des connaissances

1784-Grand Duché de Toscane

1- Introduction

La Province Magmatique Toscane (PMT) est composée d'une série de centres intrusifs et extrusifs, basiques à acides, dispersés à travers le Sud de la Toscane et l'archipel toscan. Les centres acides de la zone de Tolfa-Cerveteri-Manziana, au Nord-Ouest de Rome, sont aussi traditionnellement inclus dans la PMT.

La Figure III-B.1 donne un aperçu des localisations, des âges et des principales caractéristiques de composition du magmatisme Toscan.

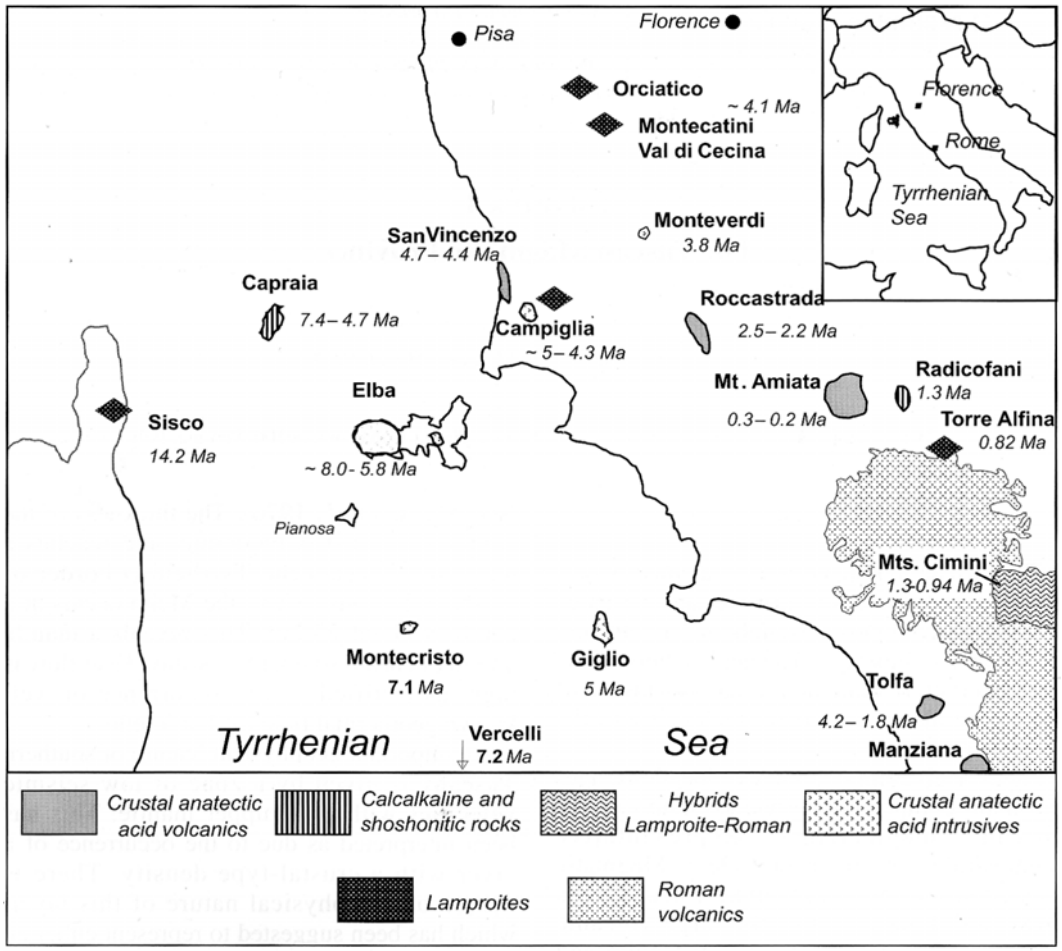


Figure III-B.1 : *Localisation, âges et caractéristiques des roches intrusives et extrusives de la Province Magmatique Toscane. Notez l'âge de plus en plus jeune du magmatisme de l'Ouest vers l'Est (Peccerillo et Donati, 2003).*

Les roches magmatiques de la PMT se présentent sous forme de plutons, dykes, necks, coulées de lave et dômes, et des grands édifices volcaniques de Monte Amiata, Monti Cimini et l'île de Capri. Leurs âges sont compris entre 8-7 Ma à 0.2 Ma (ex., Ferrara et Tonarini, 1985 ; Fornaseri, 1985 ; Villa et al., 1987 ; Serri et al., 1993 ; Aldighieri et al., 1998), et ont

tendance à décroître de l'Ouest vers l'Est (Fig. III-B.1). On peut, en particulier, reconnaître quatre zones (Fig. III-B.2).

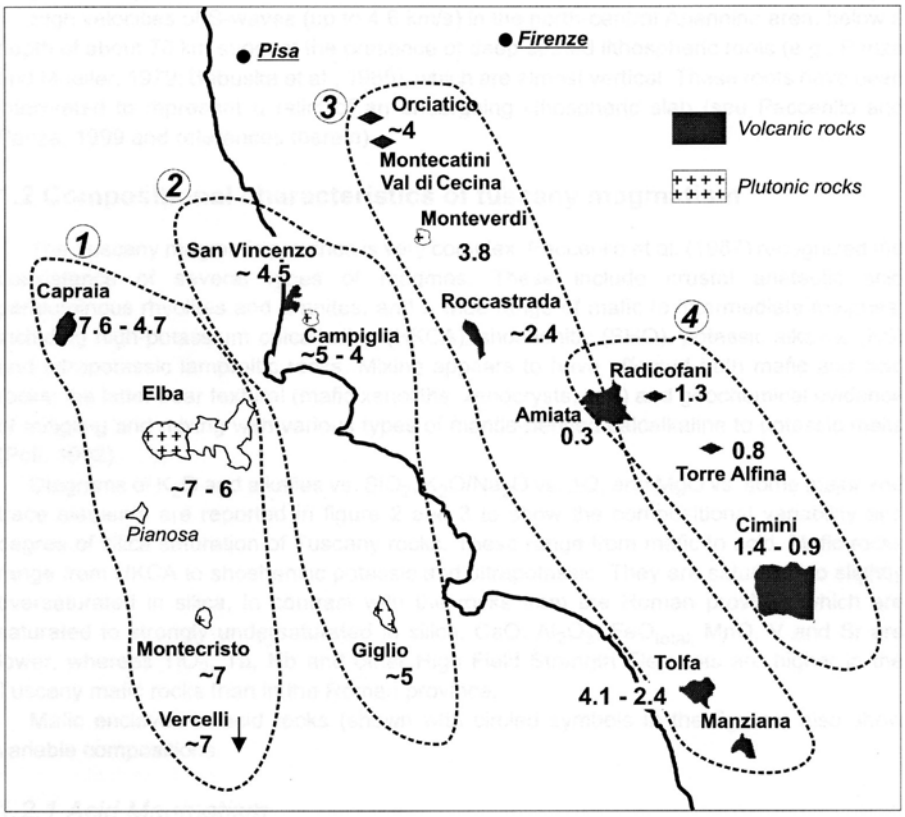


Figure III-B.2 : *Carte schématique de la Province Magmatique Toscane montrant la migration d'âges du magmatisme de l'Ouest vers l'Est (Peccerillo et Donati, 2003).*

Un affleurement de roches lamproïtiques à Sisco (en Corse) est daté à environ 14 Ma, et est considéré comme appartenant à la PMT (Fig. III-B.1).

Les roches du socle en Toscane sont représentées par des terrains métamorphiques recouverts par diverses séquences autochtones et allochtones (Abbate et al., 1970). L'épaisseur de la croûte continentale est modérée, et atteint un minimum sous le bord Tyrrhénien du Sud de la Toscane, où le Moho est à 25 km de profondeur. Ceci révèle un soulèvement du manteau sous la Toscane. Le flux de chaleur est élevé, comme cela est attesté en surface par la présence des champs géothermiques bien connus de Larderello et Monte Amiata.

Une caractéristique géophysique importante de la Toscane méridionale est la présence d'une zone de vitesses sismiques lentes dans le manteau supérieur. Cela a été interprété comme étant dû à la présence d'une couche ayant une densité comparable à la croûte. La nature exacte de cette couche est controversée; elle a été interprétée soit comme une écaille de

croûte supérieure à l'intérieur du manteau supérieur (« *crustal doubling*»), soit comme du matériel mantellique partiellement fondu (p. ex., des veines métasomatiques; Morelli, 1982 ; Locardi, 1988 ; Peccerillo et Panza, 1999). Ainsi, le magmatisme de la PMT semble être associé à une croûte fine, un flux de chaleur élevé, et une remontée mantellique.

Les vitesses élevées des ondes S (jusqu'à 4.6 km/s) dans la zone des Apennins Centre-Nord, à une profondeur d'environ 70 km, suggèrent la présence de « racines » lithosphériques profondément ancrées et qui sont presque verticales (e.g., Panza et Muller, 1979 ; Babuska et al., 1985). Il a été suggéré que ces « racines » représentaient des reliques d'une plaque lithosphérique subductante (e.g., Peccerillo et Panza, 1999).

2- Caractéristiques pétrologiques et géochimiques du magmatisme de la Toscane

La Province Magmatique Toscane est très complexe. Peccerillo et al. (1987) ont, les premiers, reconnu la coexistence de plusieurs types de magmas. Ces magmas comprennent des granites et des rhyolites hyperalumineux issus d'anatexie crustale, et une grande variété de magmas basiques à intermédiaires incluant des roches calco-alcalines riches en potassium (HKCA), shoshonitiques (SHO), des roches alcalino-potassiques (KS), et des roches lamproïtiques ultrapotassiques (Fig. III-B.1).

Le mélange magmatique est un processus qui semble avoir affecté à la fois les roches basiques et acides ; ces dernières montrent des preuves texturales (xénolithes basiques, xénocristaux, etc…) et géochimiques de mélanges avec divers type de liquides mantelliques calco-alcalins à potassiques (Poli, 1992).

La variété des compositions et de degré de saturation en silice des roches toscanes est illustrée dans la figure III-B.3. Elles sont basiques à acides. Les roches basiques sont calco-alcalines riches en K à shoshonitiques, potassiques à ultrapotassiques. Elles sont presque saturées en silice, contrairement aux roches de la Province Romaine qui sont saturées à fortement sous-saturées en silice.

Les enclaves basiques dans les roches acides (symboles cerclés dans la Fig. III-B.3) montrent également des compositions variables.

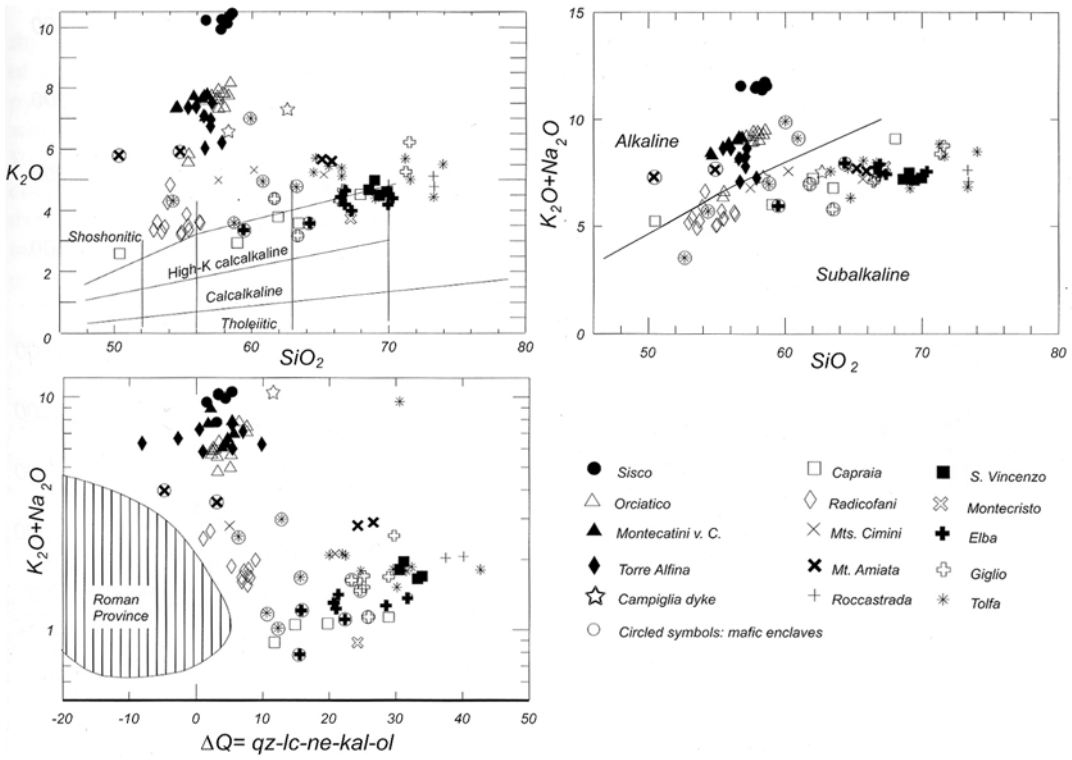


Figure III-B.3 : *Diagrammes K_2O vs. SiO_2, K_2O+Na_2O vs. SiO_2, et K_2O/Na_2O vs. SiO_2 pour les roches magmatiques de la Province Toscane (Peccerillo et Donati, 2003). ΔQ est la somme algébrique du quartz, moins les minéraux sous-saturés, et définit le degré de saturation en silice. Source des données : Peccerillo et al. (2001a). Zone hachurée : roches basiques de la Province Magmatique Romaine. Les symboles encerclés indiquent les enclaves basiques des différentes localités.*

a) Le magmatisme acide

Caractéristiques pétrologiques et géochimiques

Les roches acides de la Province Toscane se mettent en place sous forme de laves à San Vincenzo, Roccastrada, Monte Amiata et Monti Cimini, et sous forme de corps intrusifs sur les îles d'Elbe, de Montecristo, et de Giglio, et à Gavorrano et Campiglia (Fig. III-B.2). Les autres corps granitiques affleurent sous forme de seamounts dans la Mer Tyrrhénienne Nord (ex. : Vercelli, Fig. III-B.1 et III-B.2 ; Barbieri et al., 1986), et d'intrusions cachées découvertes par forages (Franceschini et al., 2000). Les roches pyroclastiques sont dispersées ou absentes, sauf à Cimini et Tolfa où des ignimbrites affleurent.

Hormis les rhyolites de Roccastrada, les roches acides de Toscane sont associées à des quantités variables de matériel basique. A Monti Cimini par exemple, les roches pyroclastiques et les dômes rhyodacitiques sont associés à des laves basiques de latites à olivine. Les laves de Monte Amiata et San Vincenzo contiennent des enclaves

basiques microlitiques, qui représentent des liquides basiques injectés et mélangés avec le magma hôte acide (Poli et al., 1989 ; Poli, 1992).

A Roccastrada, les roches acides sont des coulées de laves et des dômes rhyolitiques mis en place selon une fracture orientée NW-SE (Mazzuoli, 1967). Les rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ sont élevés et peu variables (environ 0.710-0.720), et les rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$ sont bas (0.51222). Les données pétrologiques et géochimiques suggèrent clairement une genèse par fusion partielle de croûte supérieure de composition probablement pélitique (Giraud et al., 1986 ; Pinarelli et al., 1989). La composition très peu variable et l'absence de matériel basique suggèrent que le magma de Roccastrada représente un liquide anatectique pur qui n'a pas interagit significativement avec des magmas subcrustaux. Cette origine anatectique des rhyolites de Roccastrada a été confirmée par l'étude des inclusions vitreuses (Marianelli et Carletti, 1999).

A San Vincenzo, les laves acides montrent des teneurs plus faibles en silice et des compositions isotopiques plus variables qu'à Roccastrada. Les rapports isotopiques sen Sr varient de 0.7133 à 0.7255, et les rapports isotopiques de Nd varient de 0.51214 à 0.51225 (Vollmer, 1976 ; Giraud et al., 1986 ; Ferrara et al., 1989 ; Feldstein et al., 1994). Ajoutés à la présence d'enclaves basiques, tous ces traits suggèrent que les rhyolites de San Vincenzo résultent du mélange entre un liquide anatectique crustal et un magma subcrustal basique-intermédiaire, probablement de composition calco-alcaline (Ferrara et al., 1989).

Le volcan de Monte Amiata est constitué de coulées de laves et de dômes trachydacitiques. Les rapports isotopiques de Sr se regroupent autour de 0.711 (Poli et al., 1984). Les enclaves basiques sont abondantes dans les dômes (Rombai et al., 1995 ; Ferrari et al., 1996). Une coulée tardive basique latitique est présente au sommet de ce volcan.

Les roches acides de Monti Cimini constituent des dômes rhyodacitiques, ressemblant fortement aux roches acides de Monte Amiata. Comme à Amiata, des coulées de laves basiques tardives de latite à olivine sont présentes.

Les roches plutoniques varient en composition de granodiorites à des granites alcalins, avec une prédominance de monzogranites. Les porphyres granitiques affleurent essentiellement à Elbe. Des quantités variables d'enclaves microlitiques basiques sont présentes dans les corps intrusifs. Les compositions des roches couvrent les champs I (Igneous) et S (Sedimentary) de Chappell et White (1974) ; les caractères

minéralogiques et géochimiques indiquent que les roches les plus basiques sont souvent de type I, alors que les roches acides sont de type S (Poli et al., 1989b ; Macera et Bruno, 1994 ; Innocenti et al., 1997).

Le volcanisme de Tolfa, Cerveteri et Manziana constitue un complexe volcanique acide multi-centres formé de coulées de lave et de dômes allant de latites quartziques à des rhyolites riches en silice. Leur âge est compris entre 4.2 et 2.3 Ma (Fornaseri, 1985). Pinarelli (1987, 1991) et Bertagnini et al. (1995) ont suggéré que le magmatisme de Tolfa-Cerveteri Manziana a été généré par une fusion crustale et un mélange variable avec des liquides basiques potassiques. Les enclaves basiques montrent des spectres d'éléments en trace incompatibles similaires à ceux des roches basiques de Toscane. Ces données appuient l'hypothèse selon laquelle le magmatisme de Tolfa représenterait la terminaison méridionale de la PMT.

Pétrogénèse

Les données pétrologiques, géochimiques et isotopiques révèlent une genèse par anatexie crustale pour les roches acides de la Province Toscane. Les caractéristiques géochimiques, et particulièrement la variabilité des rapports isotopiques du Sr, mettent en évidence l'interaction entre les liquides crustaux et différents types de magmas dérivés du manteau (Poli et al., 1989b ; Poli, 1992) ; la plupart des roches ayant des teneurs en silice intermédiaires dérivent également de ce processus. Les modélisations géochimiques suggèrent que la fusion d'un gneiss, de compositions similaires à celles qui sont présentes dans le socle métamorphique de Toscane, peut expliquer la genèse des magmas crustaux (Pinarelli et al., 1989).

b) Le magmatisme basique

Les roches basiques (MgO > 4%) affleurent sous forme de petits corps intrusifs, de coulées de laves, ou sous forme d'enclaves dans les roches acides.

Classification et caractéristiques géochimiques

Les roches basiques de Toscane ont des degrés variables d'enrichissement en alcalins, particulièrement en potassium, depuis des roches calco-alcalines riches en K à shoshonitiques, potassiques à ultrapotassiques (Peccerillo et al., 1987 ; Conticelli et Peccerillo, 1992). Elles définissent des tendances continues qui couvrent la limite

entre les roches potassiques à affinité lamproïtique (Groupe I des roches ultrapotassiques ; Foley et al., 1987), et celles potassiques et ultrapotassiques de type Romain (Groupe III ; Fig. III-B.4).

Les roches de Sisco (Corse) montrent l'affinité lamproïtique la plus typique, alors que Radicofani tombe dans le champ des roches de type Romain (PMR). Les autres roches définissent des compositions intermédiaires.

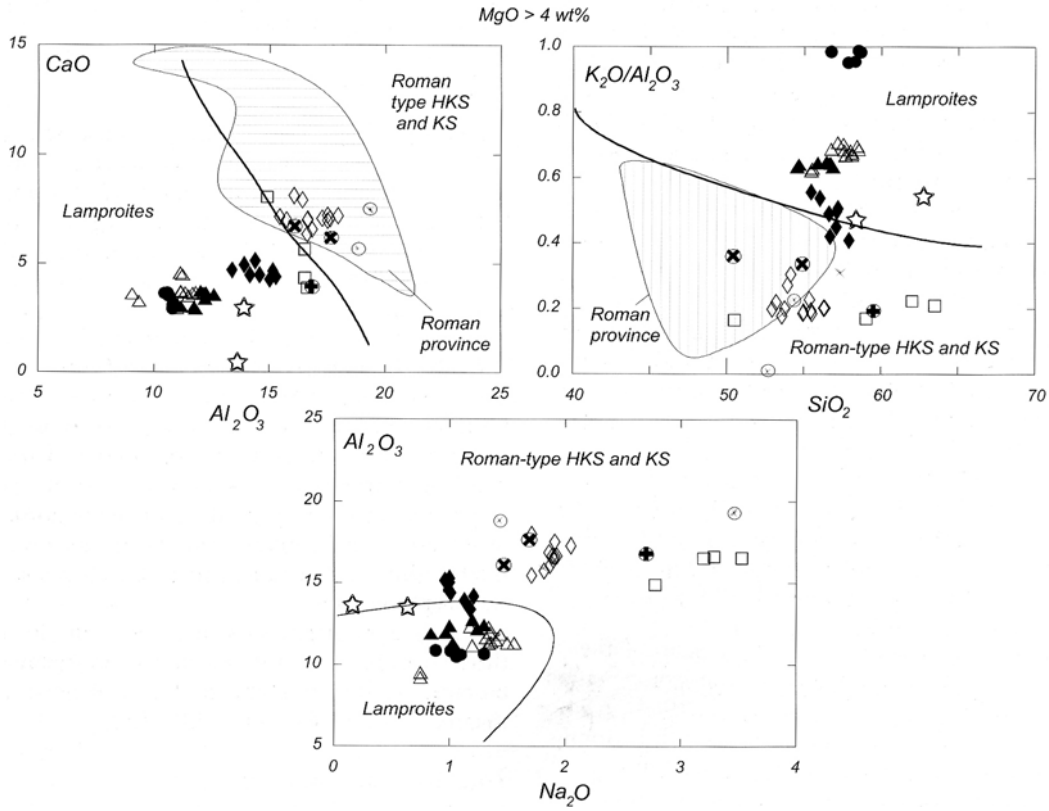


Figure III-B.4 : *Les roches basiques de Toscane placées dans les diagrammes de classification pour les roches basiques potassiques (Foley et al., 1987). Les lignes divisent le champ des lamproïtes et des roches potassiques et ultrapotassiques de la Province Romaine. Même symboles et données sources que dans la Fig. III-B. 3.*

Les lamproïtes (LMP). Les roches avec des compositions lamproïtiques affleurent à Montecatini val di Cecina, Orciatico, Torre Alfina et Sisco (Fig. III-B.1 et Fig. III-B.5A). A Campliglia, quelques dykes montrent aussi une affinité lamproïtique.

Les roches calco-alcalines et shoshonitiques (CA et SHO). Les roches CA et SHO sont exposées à Capri et Radicofani (Fig. III-B.1). Les roches de Capri sont principalement représentées par des laves et des scories, mises en place durant deux phases d'activité, l'une à 7.6 Ma et l'autre à 4.7 Ma. Leur composition est calco-

alcaline riche en K, à shoshonitique. A Radicofani, les roches shoshonitiques sont basiques à intermédiaires et forment un grand neck et quelques coulées de lave.

Les hybrides entre magmas CA-SHO (type Romain) et magmas LMP. Certaines roches ont des compositions intermédiaires entre LMP et CA-SHO. L'affleurement le plus important se situe à Monti Cimini (Fig. III-B.1), il se présente sous forme de petites coulées de lave de latite à olivine ; cependant, les enclaves de Monte Amiata, et, par extension, Radicofani, appartiennent à ce groupe. Leurs spectres d'éléments incompatibles ressemblent à ceux des lamproïtes (Fig. III-B.5B), mais les teneurs en éléments en trace (particulièrement en HFSE) sont généralement plus bas que dans les lamproïtes.

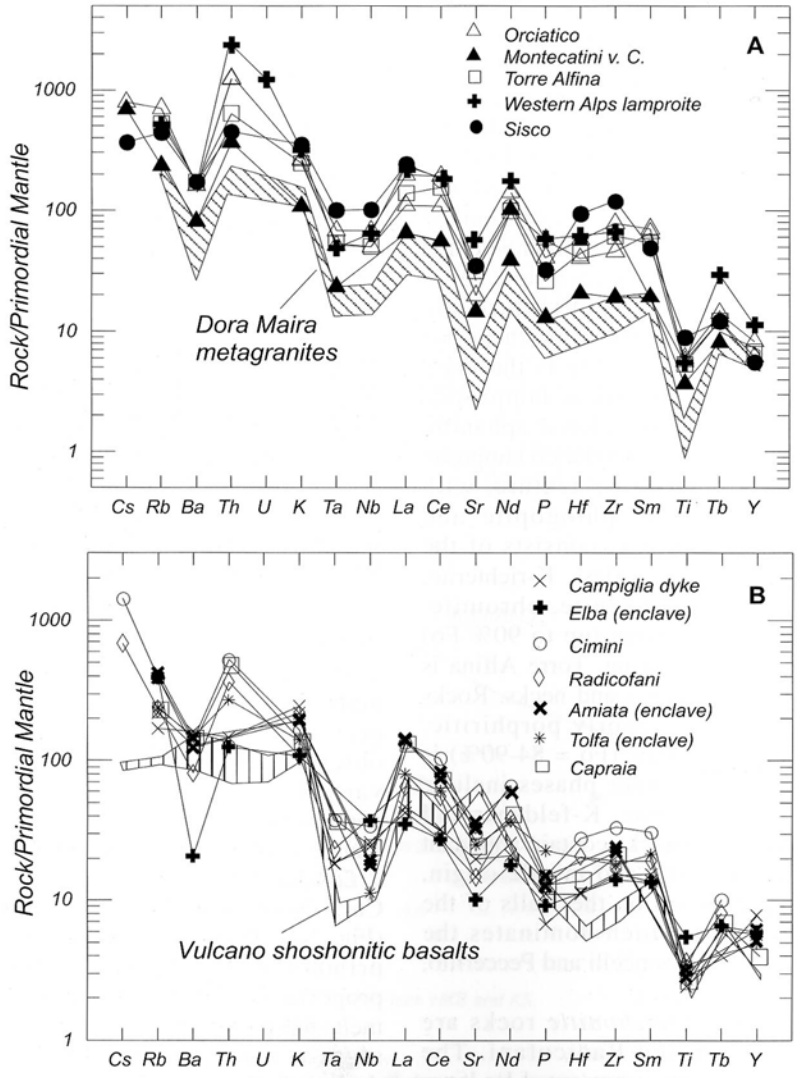


Figure III-B.5 : *Spectres d'éléments incompatibles des roches basiques de Toscane, d'une lamproïte des Alpes Occidentales, et des basaltes shoshonitiques de Vulcano (Arc Eolien) (Peccerillo et Donati, 2003). Normalisation d'après les valeurs de Wood (1979). Données pour les métagranites de Dora Maira de Cadoppi (1990).*

Pétrogénèse

Le Mg# élevé, les fortes teneurs en Ni et Cr de la plupart des roches basiques de Toscane, ainsi que la présence de xénolithes ultrabasiques dans certains affleurements, atteste d'une origine mantellique. La composition pétrologique et géochimique variable révèle une source mantellique fortement hétérogène.

Les lamproïtes. Les magmas lamproïtiques ont des teneurs faibles en CaO, Na_2O et Al_2O_3, et élevées en K_2O (Fig. III-B.4). Puisque la composition en éléments majeurs des liquides primitifs dépend du type et de la proportion des phases minérales entrant dans le liquide, la composition particulière des lamproïtes suggère une genèse par fusion d'une péridotite appauvrie en clinopyroxène (c.a.d. une harzburgite résiduelle), et enrichie en une phase riche en K, telle que la phlogopite.
La sursaturation et les fortes teneurs en silice suggèrent une genèse dans le manteau supérieur, comme cela a été démontré expérimentalement (Wendlandt et Eggler, 1980 ; Foley, 1992a ; Melzer et Foley, 2000). Mais les abondances et les rapports d'éléments en trace, ainsi que les signatures isotopiques révèlent des compositions qui ressemblent à la croûte supérieure plutôt qu'au manteau. Ceci indique une genèse à partir d'une harzburgite anormale ayant subi des modifications métasomatiques par addition de matériel issu de la croûte supérieure. L'introduction de croûte supérieure s'est vraisemblablement produite durant le processus de subduction.
Les roches de Capri et Radicofani montrent les concentrations en éléments incompatibles les plus faibles parmi les roches basiques toscanes. A Capri, les rapports isotopiques en Sr sont les plus bas de la PMT ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.713-0.716) (Poli et al., 1984 ; Conticelli et al., 2001).

Les roches CA et SHO montrent des enrichissements en K et en éléments incompatibles plus faibles que les LMP, alors que les teneurs en CaO, Na_2O et Al_2O_3 sont plus élevées. Cependant, la forme des spectres d'éléments incompatibles est identique à celle des spectres des LMP, et est différente de celle des shoshonites typiques de l'arc éolien par exemple (Fig. III-B.5B). Les roches toscanes ont des anomalies négatives en Ba, Sr et P, et des anomalies positives en Th et Rb qu'on ne retrouve pas dans les SHO éoliennes. Les magmas CA et SHO proviennent donc

probablement d'une source ayant été enrichie de la même façon que celle des LMP mais de manière moins intense. Les teneurs plus élevées en CaO, Na_2O et Al_2O_3 des roches CA et SHO suggère une source lherzolitique pour ces magmas.

D'une manière générale, les roches basiques de Toscane affichent des tendances de rapports d'éléments en trace incompatibles et d'isotopes qui sont différents de ceux de la Province Romaine voisine (PMR, Fig. III-B.6). Ceci a été interprété comme une preuve de deux évènements métasomatiques distincts, en Toscane et dans la région Romaine, respectivement (Peccerillo, 1999 ; Peccerillo et Panza, 1999).

En conclusion, l'histoire pétrogénétique globale de la Province Magmatique Toscane proposée à ce jour comprend trois principaux stades résumés ci-dessous:

1. Les processus de subduction ont introduit du matériel de la croûte supérieure dans le manteau. Les deux types de péridotites, la lherzolite fertile (asthénosphère ?) et l'harzburgite résiduelle (lithosphère ?), furent contaminées plus ou moins fortement par les roches crustales. Cela généra des sources mantelliques hétérogènes et anormales dont les spectres d'éléments incompatibles et les signatures géochimiques ressemblent à ceux de la croûte supérieure.
2. Des degrés variables de fusion partielle du manteau hétérogène générèrent divers types de magmas, calco-alcalins à lamproïtiques, qui sont de toute évidence d'origine mantellique, mais ont des signatures géochimiques et isotopiques de type croûte.
3. L'injection de magmas basiques dans la croûte continentale provoqua une remontée des isothermes, provoquant l'anatexie crustale et le mélange des magmas basiques et acides.

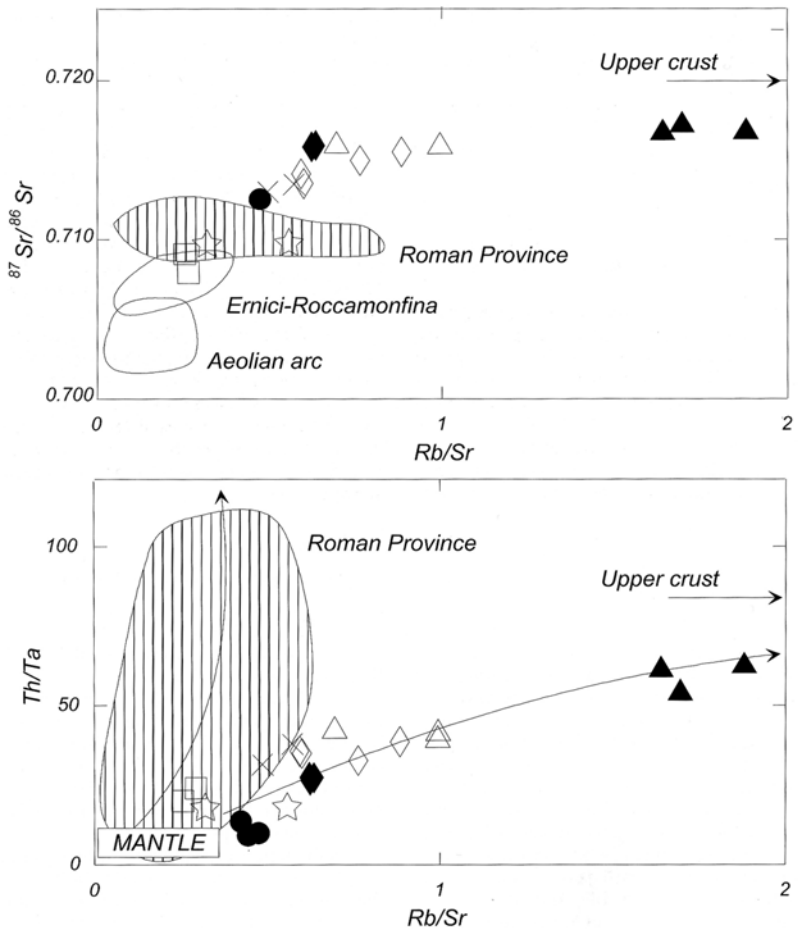


Figure III-B.6 : *Diagrammes de variation de rapports clés d'éléments en trace et rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ des roches basiques toscanes (MgO > 4% ; Peccerillo et Donati, 2003). Les lamproïtes toscans définissent des courbes de mélange entre les compositions du manteau supérieur et de la croûte supérieure, et se distinguent de la Province Romaine. Même symboles et données sources que dans la Fig. III-B.2.*

3- Age, nature, et implications géodynamiques des évènements métasomatiques

Un problème crucial pour explorer les implications géodynamiques des données pétrologiques et géochimiques est celui de l'âge des processus métasomatiques qui ont affectés le manteau supérieur sous la Toscane. Ce problème est discuté en détail par Peccerillo (1999) et Peccerillo (2002). En résumé, le matériel crustal dans le manteau supérieur pourrait être fourni par les processus de subduction récents (subductions Alpine et Apennine), ou par des subductions plus anciennes (p. ex., Hercyniennes, ou plus anciennes encore). Dans le dernier cas (subduction hercynienne), le matériel crustal pourrait avoir été subducté dans le

manteau profond où il fût stocké pendant très longtemps avant d'être apporté dans la lithosphère par un panache ascendant.

Des preuves définitives pour discriminer ces différentes possibilités manquent. Cependant, les roches basiques toscanes ont des rapports Rb/Sr et $^{87}Sr/^{86}Sr$ variables (Fig. III-B.6). Ceux-ci définissent une tendance positive qui, si elle est interprétée comme une isochrone, suggérerait un âge de moins de 100 Ma (Peccerillo, 1999). Ceci correspondrait à un âge Alpin pour le métasomatisme. De surcroît, la similitude entre la croûte supérieure et les roches basiques de Toscane requiert que le matériel crustal introduit dans le manteau n'ait souffert d'aucune modification durant son stockage. Cela est difficile à envisager si l'on suppose une histoire très longue pour le matériel crustal comme celle qui est suggérée dans le modèle de panache (voir Chapitre I-B-3.). Ainsi, d'après Peccerillo (1999), une contamination récente est plus probable.

C- Géologie et géochronologie des sites étudiés

1- San Vincenzo

a) Contexte géologique

Les monts Campiglia sont formés d'une série de formations calcaires Triasiques à Crétacé appartenant à la nappe Toscane, recouverte par des formations Ligurides et des dépôts néogènes (Fig. III-C.1). Dans cette région sont présents, non seulement les roches volcaniques de S. Vincenzo, mais aussi le granite de Botro ai Marmi (Fig. III-C.1).

Les roches volcaniques couvrent une zone d'environ 10 km^2 au Nord de la ville de San Vincenzo (Fig. III-C.1), et constituent des coulées de lave fissurales et des dômes de lave. Ces derniers sont alignés le long d'une direction Nord-Sud de Torre Donoratico à Valle delle Rozze (Fig. III-C.1). Toutes les roches affleurant sont des rhyolites dans lesquelles sont dispersées des quantités variables d'enclaves magmatiques de composition latitique.

Les données d'âges sur ces roches volcaniques sont assez dispersées : de 7.60 à 2.82 Ma (Rb/Sr ; Ferrara et al., 1977, 1989), 3.70 et 4.96 Ma (traces de fission, Bigazzi et Ferrara, 1971 ; Arias et al., 1981), ~4.7 Ma (K/Ar, Borsi et al., 1967 ; Ferrara et al., 1989). Plus récemment, Feldstein et al. (1994) ont obtenu un âge de 4.67-4.38 Ma par la méthode ^{40}Ar-^{39}Ar.

Les compositions en éléments majeurs et en trace des roches totales ont été analysées par Giraud et al. (1986), Ferrara et al. (1989) et Pinarelli et al. (1989). Tous les auteurs distinguent deux groupes dans les rhyolites de San Vincenzo : les groupes I et II sur la base des éléments majeurs (Giraud et al., 1986), les groupes A et B sur la base des teneurs en MgO (Pinarelli et al. ; 1989), et les groupes « High-Sr » et « Low-Sr » (Fig. III-C.2; Pinarelli et al., 1989). Une révision de toutes les données publiées montre que les deux groupes, même s'ils sont distingués sur différents critères, sont exactement les mêmes. Poli et Perugini (2003) utilisent les termes « **N**ot-**M**ixed **G**roup » (**NMG** ; anciens groupes I, A, et « Low-Sr ») et « **M**ixed **G**roup » (**MG** ; anciens groupes II, B, et « High-Sr »). Ces groupes correspondent à deux zones géographiques différentes (Pinarelli et al., 1989 ; Poli et Perugini, 2003). En effet, les échantillons MG et NMG représentent respectivement, les parties NNE et SSW de la zone couverte par les formations volcaniques (Fig. III-C.2).

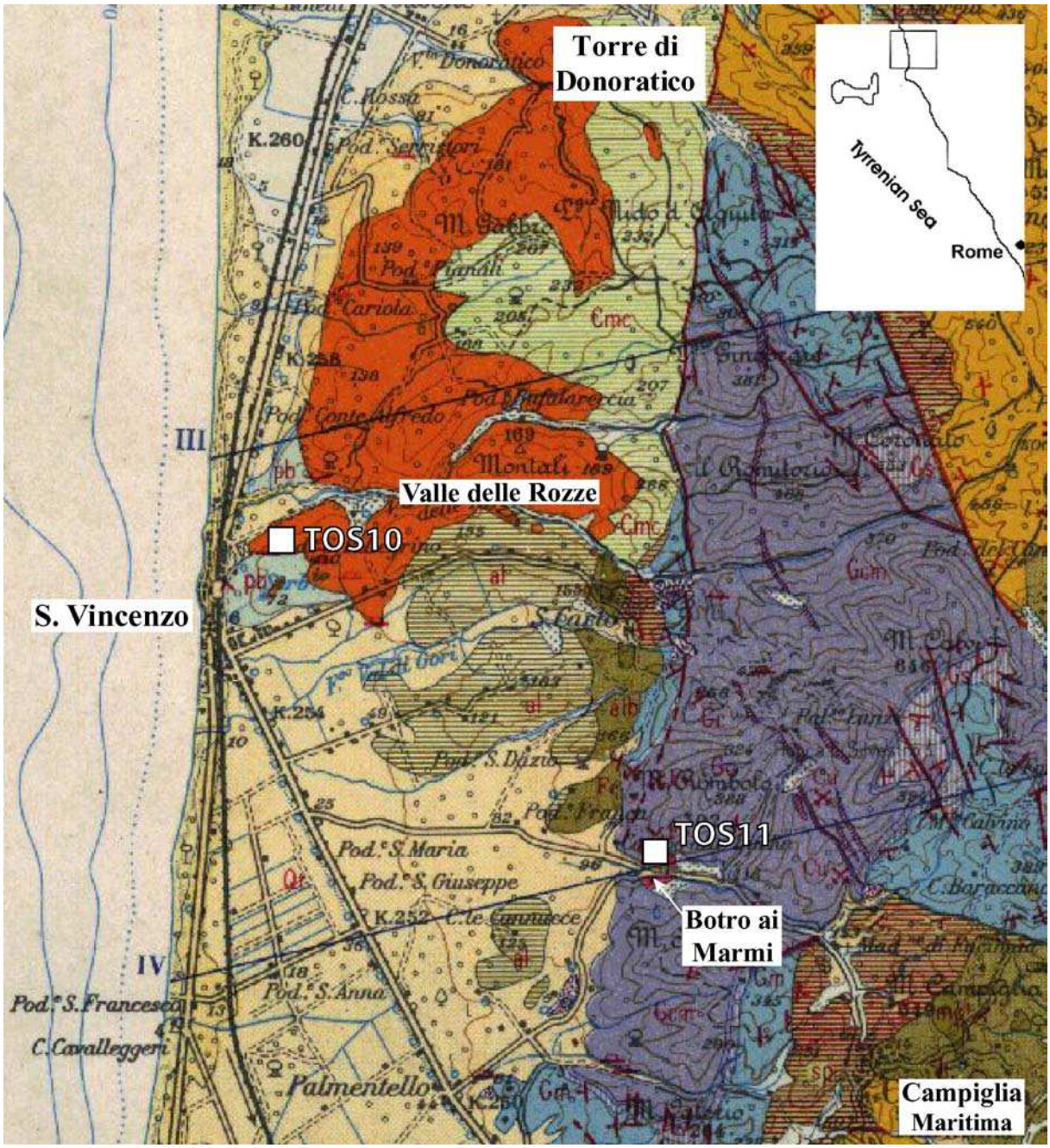


Figure III-C.1 : *Extrait de la carte géologique au 25 000è de Massa Maritima (feuille 119, 1969) montrant les formations autour de San Vincenzo. Les formations représentées en rouge sont les roches magmatiques Pliocène (rhyolites de San Vincenzo et granite de Botro ai Marmi). En bleu : calcaires jurassiques de la nappe Toscane ; en vert et jaune foncé: dépôts sédimentaires Eocène ; jaune clair : dépôts quaternaires La localisation des échantillons étudiés (labellés « TOS ») est indiquée.*

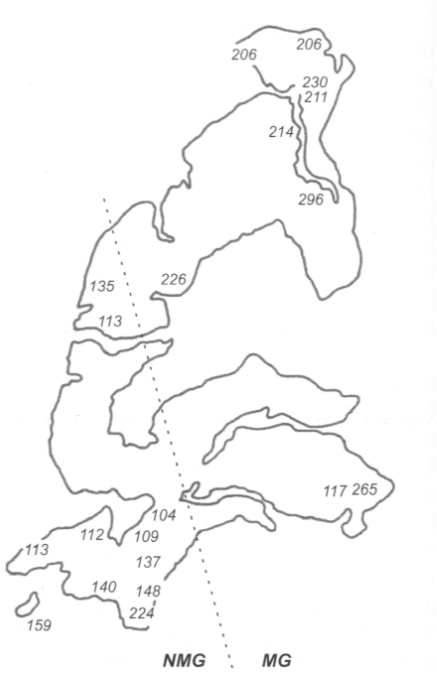


Figure III-C.2 : *Carte schématique des roches volcaniques de San Vincenzo montrant la teneur en Sr (en ppm) des échantillons, indiquée par les nombres sur la carte. La droite en pointillés divise la zone en deux parties. Les échantillons situés à l'Ouest et à l'Est de cette droite appartiennent respectivement au groupe NMG et MG (modifiée d'après Pinarelli et al., 1989).*

Près de Campiglia Maritima (Fig. III-C.1), les roches intrusives affleurent sur une zone très limitée à Botro ai Marmi. Les échantillons de ce pluton montrent une composition de monzogranite ou de granite à feldspath alcalin (Poli et al., 1989 ; Caiozzi et al., 1998). La mise en place de ce pluton est mal contrainte (Serri et al., 2001).

b) Géochronologie

Résultats de cette étude

Deux échantillons ont été datés par la méthode K-Ar (technique Cassignol-Gillot ; Gillot et Cornette, 1986 ; Annexe B.1). Il s'agit des échantillons TOS10 et TOS11. Le premier, TOS10, est une rhyolite qui a été prélevée à San Vincenzo dans les coulées de lave (Fig. III-C.1) ; le second, TOS11, est une aplite récoltée dans une ancienne carrière entre San Vincenzo et Campiglia Maritima *et appartiendrait au granite de Botro ai Marmi ?* (Fig. III-C.1).

TOS10 est une roche mésocrate à texture microcristalline porphyrique, avec des phénocristaux de feldspaths (pouvant atteindre 5mm) et de biotites, visibles à l'œil nu.

Bien que le feldspath potassique soit la phase dominante de la rhyolite, celui-ci étant systématiquement rempli de nombreuses et fines inclusions, la datation de TOS10 a été effectuée sur le plagioclase également présent dans cette roche, car il représente la phase minérale la plus saine de cet échantillon. La biotite, quant à elle, est bien souvent altérée, et la présence de biotites non-cogénétiques dans ces rhyolites a été démontré (ex., Ferrara et al., 1989) ; c'est pourquoi, bien que riche en K, cette phase pas été retenue pour la datation.

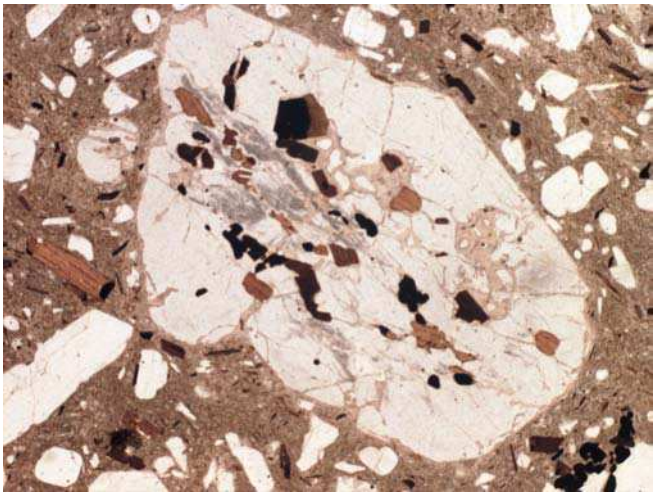


Photo III-C.1 *: Echantillon TOS10 vu en lame mince, en LNA. Au centre de la photo, phénocristal de sanidine avec inclusions de biotites, baignant dans une mésostase cryptocristalline constituée de sanidine, biotites et plagioclases, et verre dévitrifié.*

TOS11 est une roche leucocrate à texture holocristalline grenue, le quartz est le minéral le plus abondant, mais on trouve également de nombreux feldspaths potassiques, et quelques micas. On observe, en outre, une phase accessoire en quantité non négligeable : le sphène. Le feldspath potassique a été retenu pour dater.

Les résultats des datations sur ces échantillons sont reportés dans le Tableau III-C.1 et sont représentés graphiquement sur la Figure III-C.3. Les âges K-Ar obtenus sur TOS10 et TOS11 sont respectivement, 5.09 ± 0.07 Ma et 5.13 ± 0.07 Ma. Les incertitudes sur ces âges sont inférieures à 1.5%. Compte tenu de leur barre d'erreur, les âges mesurés sur les deux échantillons se recoupent (Fig. III-C.3).

Par extension, la mise en place du pluton et des rhyolites de San Vincenzo serait donc contemporaine.

Localité	Echantillon	Gisement	Type de roche	Phase	Taille (μm)	masse (g)	K (%)	^{40}Ar total/g x 10^{13}	Taux ^{40}Ar* (%)	Age (Ma)	± 1σ (Ma)	Age moyen [a] (Ma)	± 1σ (Ma)
S. Vincenzo	**TOS10**	coulée de lave	rhyolite	plagioclase	125-250	0.50141	0.98	0.80	64.84	5.06	0.07	**5.09**	**0.07**
				"		1.00683	″	0.91	57.63	5.11	0.07		
Botro ai Marmi	**TOS11**	pluton	microgranite	feldspath K	125-250	0.49421	9.38	7.51	67.83	5.19	0.07	**5.13**	**0.07**
				"		0.47618	"	6.28	79.43	5.08	0.07		

[a] Moyenne pondérée du taux d'Ar radiogénique (Ar*)

Tableau III-C.1 : *Résultats des datations K-Ar sur les échantillons TOS10 et TOS11 de San Vincenzo et Botro ai Marmi.*

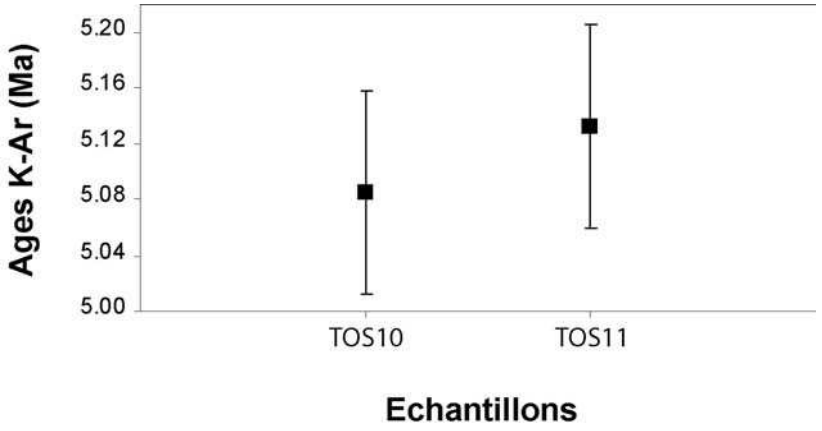


Figure III-C.3 : *Diagramme illustrant les âges K-Ar obtenus avec leur barre d'incertitude.*

Comparaison avec les données de la littérature

Les rhyolites de San Vincenzo ont été datées par différentes méthodes : K-Ar (Borsi et al., 1967 ; Ferrara et al., 1989), Rb-Sr (Ferrara et al., 1977, 1989), traces de fission (Bigazzi and Ferrara, 1971 ; Arias et al., 1981), et plus récemment, Ar-Ar (Feldstein et al., 1994). Comme la Figure III-C.4 le montre, les âges obtenus sont dispersés, surtout ceux obtenus par la méthode Rb-Sr sur biotites ; d'après Ferrara et al. (1989), cette dispersion est due à la présence de biotites non-cogénétiques dans la roche. Ces âges ne peuvent donc en aucun cas être pris en compte pour une interprétation géologique. Deux données traces de fission (sur verre) sont disponibles dans la littérature (Fig. III-C.4), bien que l'incertitude sur l'une d'elles n'est pas spécifiée, elles donnent des âges différents, l'un de 3.7 Ma (incertitude non spécifiée ; Bigazzi et Ferrara, 1971), l'autre de 4.96 ± 0.37 Ma (Arias et al., 1981), l'incertitude sur cette dernière mesure étant assez large.

Trois âges K-Ar seulement ont été publiés sur les rhyolites de San Vincenzo (Fig. III-C.4), les trois ont été effectués sur une seule et même phase : la biotite. Il est à noter que l'un de ces âges est paru en 1967 (4.70 ± 0.14 Ma ; Borsi et al., 1967) et a été calculé avec des constantes différentes des valeurs recommandées par la commission de spécialistes en 1976 (Subcommission for Geochronology of the IUGS) et publiées par Steiger et Jäger (1977). Avant de comparer cet âge avec les nôtres dans la Fig. III-C.4, nous l'avons donc recalculé avec les constantes actuelles. Nous obtenons un âge sensiblement plus vieux : 4.88 Ma. Cet âge est cohérent avec les deux autres âges K-Ar obtenus sur biotite (4.78 et 4.64 ± 0.10 Ma ; Ferrara et al., 1989).

Une datation K-Ar a été effectuée dans le cadre de cette étude sur le plagioclase de l'échantillon TOS10. L'âge obtenu, 5.09 ± 0.07 Ma, est légèrement plus vieux que ceux précédemment obtenus sur biotites par la même méthode (Fig. III-C.4), mais est dans la barre d'erreur de l'âge de Borsi et al. (4.88 ± 0.14 Ma).

Les datations Ar-Ar effectuées sur feldspaths alcalins donnent des âges compris entre 4.67 et 4.38 ± 0.04 Ma (Feldstein et al., 1994). Ceux-ci recoupent les âges K-Ar sur biotites, mais sont plus jeunes que notre âge K-Ar sur plagioclase (Fig. III-C.4). Cela n'exclut pas notre âge qui est cohérent avec les autres âges K-Ar.

Les âges K-Ar (sur biotite et plagioclase) et Ar-Ar (sur feldspath) sont cohérents et significatifs, et peuvent être utilisés pour contraindre l'activité volcanique de San Vincenzo à 5.09-4.38 Ma (71 000 ans).

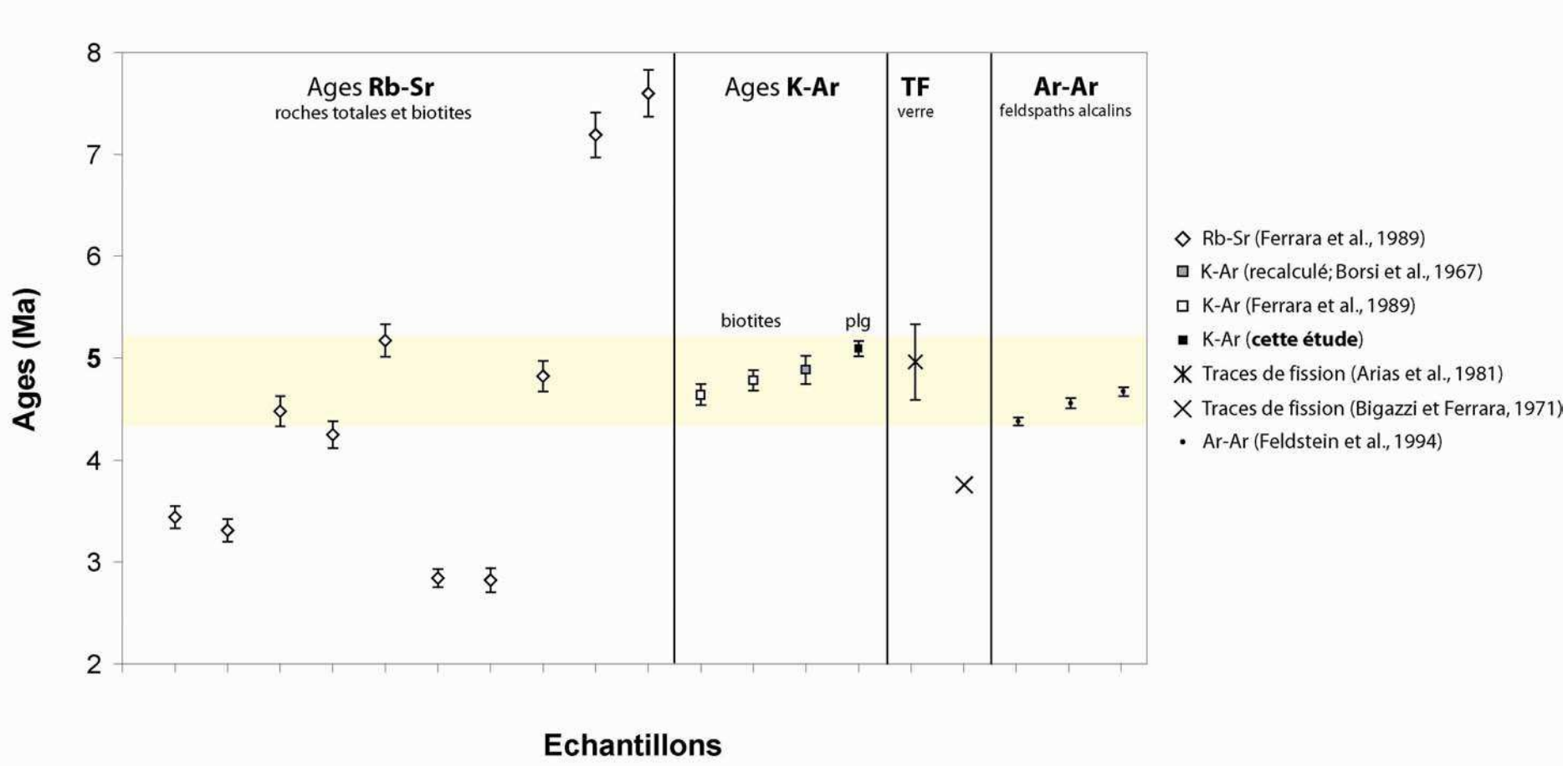


Figure III-C.4 : *Diagramme illustrant les âges publiés sur les rhyolites de San Vincenzo par différentes méthodes de datation et comparés aux résultats de cette étude. L'âge K-Ar sur biotite de Borsi et al. (1967) a été recalculé avec les constantes de Steiger et Jäger (1977), ce qui donne âge de 4.88 Ma au lieu de 4.70 Ma.*

Les âges disponibles sur les roches granitiques de Campiglia sont très dispersés, de 5.7 ± 0.16 à 4.3 ± 0.13 Ma. Il s'agit de trois âges K-Ar sur feldspaths et roche totale (Borsi et al., 1967). Ces âges ne se recoupent pas entre eux. Dans la Figure III-C.5, ces âges sont comparés à l'âge que nous avons obtenu sur le feldspath de l'échantillon TOS11. Notre âge K-Ar est similaire à l'un des âges K-Ar de Borsi et al. (1967) sur feldspath, mais nous avons une bien meilleure précision, permettant ainsi de mieux contraindre la mise en place de ce pluton entre 5.06 et 5.20 Ma (5.13 ± 0.07 Ma).

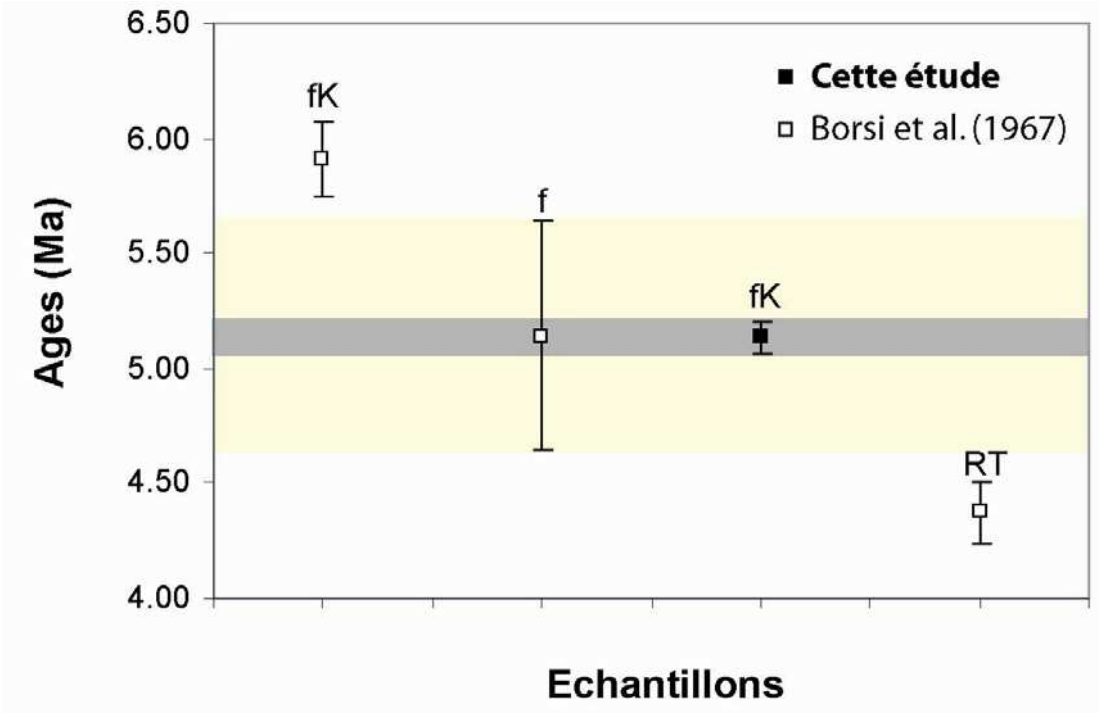


Figure III-C.5 : *Diagramme illustrant les âges publiés sur les roches granitiques de Campiglia comparés à l'âge obtenu cette étude. Les âges K-Ar de Borsi et al. (1967) ont été recalculé avec les constantes de Steiger et Jäger (1977), ce qui donne des âges de 5.91, 5.14 et 4.37 Ma au lieu de 5.70, 5.00 et 4.30 Ma respectivement.*

2- Roccastrada

Photo : Village de Roccastrada

a) Contexte géologique

Contrairement à San Vincenzo, dans la région de Roccastrada (Fig. III-C.6), les formations de la nappe Toscane sont absentes, et une formation de flyschs Ligurides est directement en contact avec le socle Paléozoïque. Les formations volcaniques sont représentées par des affleurements discontinus s'étalant sur une zone d'environ 100 km^2, localisée sur les flancs Ouest et Est du M. Alto (Fig. III-C.6). D'après Mazzuoli (1967), il y a deux conduits volcaniques : l'un, situé au Nord de M. Sassoforte (Fig. III-C.6) le long d'une faille orientée SW-NE, a émit les coulées affleurant à l'Ouest de M. Alto ; le second conduit, situé à l'intersection de deux failles régionales au Sud du village de Torniella (Fig. III-C.6), est à l'origine des roches volcaniques affleurant à l'Est et au Sud-Est de M. Alto et au village de Roccastrada.

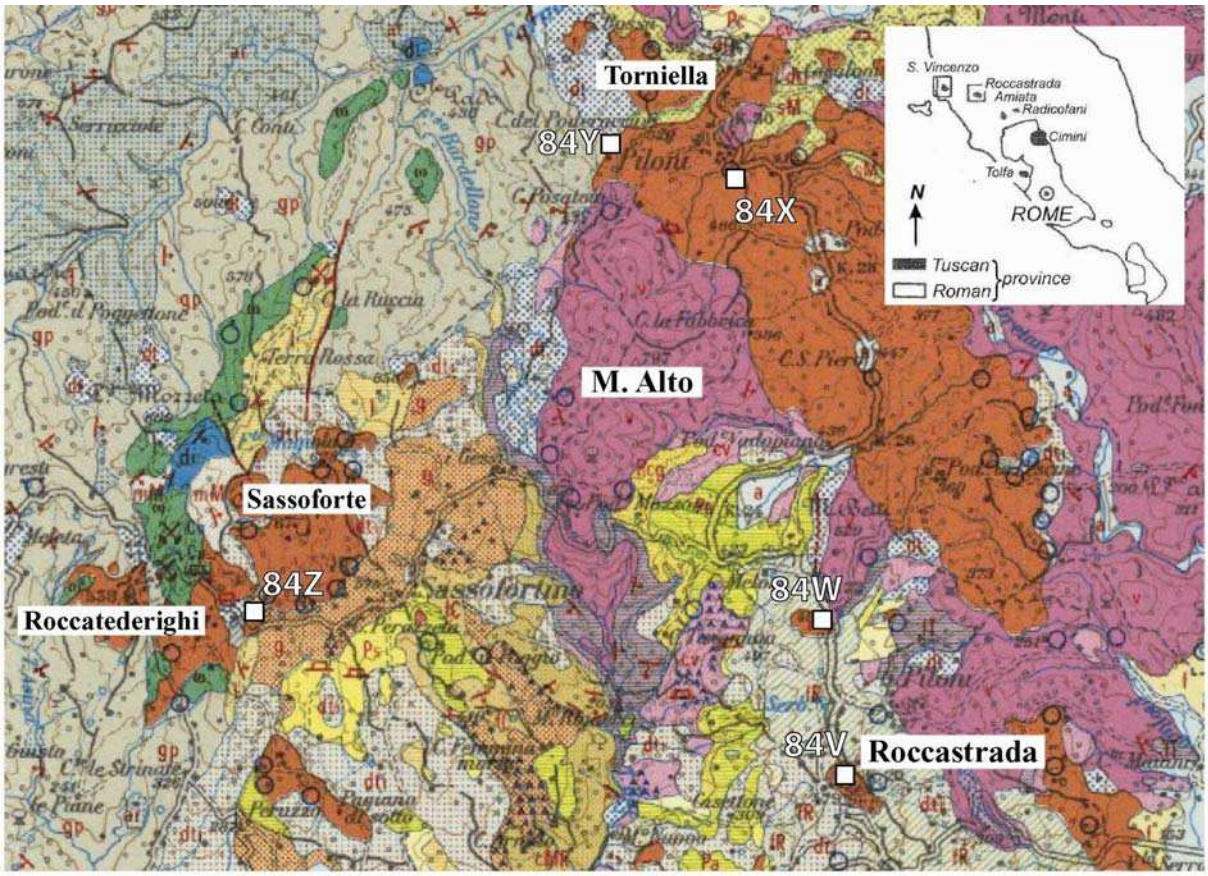


Figure III-C.6 : *Extrait de la carte géologique au 25 000^e de Siene (Siena, feuille 120, 1968). Les rhyolites de Roccastrada sont représentées en rouge. En rose : quartzites et phyllites Paléozoïques-Triasiques. Jaune : dépôts Néogènes. Vert : Ligurides. La localisation des échantillons étudiés (labellés « 84 ») est indiquée.*

Les roches volcaniques consistent principalement de coulées de lave rhyolitiques, mais un dôme de lave est également présent près du village de Roccatederighi (Sud-Ouest de M.

Alto ; Fig.III-C.6). Borsi et al. (1965) ont également découvert un bloc granitique à l'intérieur des laves près du village de Torniella (au Nord de M. Alto) mais il n'est plus accessible pour l'échantillonnage.

Les âges isotopiques sur phases séparées de ces roches volcaniques utilisant les méthodes K/Ar (Borsi et al., 1967) et Rb/Sr (Ferrara et al., 1977) convergent vers 2.4 Ma, tandis qu'une donnée trace de fission (Arias et al., 1981) donna un âge de 3.23 Ma. Une datation K/Ar sur le granite a donné un âge de 3.5 Ma (Borsi et al., 1965).

Les compositions chimiques sur roches totales ont été publiées par Giraud et al. (1986), et Pinarelli et al. (1989). Ces derniers auteurs reportent une division des rhyolites de Roccastrada en deux groupes, basée sur les teneurs en Rb, alors qu'aucune distinction n'est faite par Giraud et al. (1986). Une révision prouve que les deux groupes existent bien dans toutes les données publiées. Ces deux groupes correspondent à deux zones géographiques différentes. Les laves de Roccastrada affleurant à l'Est et au Sud-Est de M. Alto (Fig. III-C.6) ont des teneurs en Rb plus élevées que les laves affleurant à l'Ouest de M. Alto. Le premier groupe, ayant des teneurs plus élevées en Rb, sera appelé groupe « HRb » (pour « High Rb »), et le deuxième « LRb » (pour « Low Rb »).

b) Echantillonnage

Comme cela a été indiqué précédemment, les affleurements sont disparates. De plus, les conditions d'affleurement sont assez médiocres (Photo III-C.2), et les roches sont bien souvent arénisées, ce qui rend l'échantillonnage difficile.

Cinq échantillons ont été prélevés dans les formations volcaniques de Roccastrada (Fig. III-C.6) : deux au Nord de M.Alto (84X et 84Y) et deux au Sud-Est de M. Alto (84V et 84W) dans les coulées rhyolitiques, et un à l'Ouest de M. Alto dans un dôme de rhyolites (84Z).

Photo III-C.2 : *Photo prise au Nord de Monte Alto, vers Piloni-Torniella (Fig. III-C.6) montrant les conditions d'affleurements des rhyolites de Roccastrada. La pancarte indique un âge de ~2.3 Ma pour ces rhyolites.*

c) Géochronologie

Résultats de cette étude

Trois échantillons de laves rhyolitiques ont été sélectionnés pour leur fraîcheur. L'échantillon 84V provient de Roccastrada, au Sud-Est du M. Alto, tandis que les deux autres 84X et 84Y ont été prélevés au Nord du M. Alto, près de Piloni (Fig. III-C.6). Les trois roches en question ont des caractéristiques pétrographiques similaires ; elles sont leuco- à mésocrates à phénocristaux de feldspaths, quartz et biotites, la teinte grisée est donnée par la pâte vitreuse (Photo III-C.3).

Photo III-C.3 : *Photo de l'échantillon de rhyolite 84X.*

Sur chacun de ces échantillons la datation a été effectuée sur deux phases : le verre de la mésostase et le feldspath potassique.

Les résultats obtenus sont reportés dans le Tableau III-C.2, et représentés graphiquement sur la Figure III-C.7.

Localité	Echantillon	Gisement	Type de roche	Phase	Taille (μm)	masse (g)	K (%)	^{40}Ar total/g x 10^{13}	Taux ^{40}Ar* (%)	Age (Ma)	± 1σ (Ma)	Age moyen[a] (Ma)	± 1σ (Ma)
Roccastrada	**84V**	coulée de lave	rhyolite	verre	125-250	0.23648	4.27	3.94	29.89	2.64	0.04	**2.64**	**0.04**
				"		0.24813	"	4.00	29.23	2.64	0.04		
				feldspath	125-250	0.59771	6.79	2.74	68.62	2.65	0.04	**2.70**	**0.04**
				"		0.49489	"	2.61	74.49	2.75	0.04		
												2.67[b]	**0.04**
Piloni	**84X**	coulée de lave	rhyolite	verre	125-250	0.20590	4.08	4.48	25.76	2.71	0.04	**2.71**	**0.04**
				"		0.20924	"	5.77	19.95	2.70	0.04		
				feldspath	125-250	0.50050	7.40	2.81	59.17	2.64	0.04	**2.65**	**0.04**
				"		0.51984	"	3.47	72.70	2.66	0.04		
												2.68[b]	**0.04**
Piloni	**84Y**	coulée de lave	rhyolite	verre	125-250	0.22960	4.43	19.57	5.37	2.27	0.05	**2.29**	**0.05**
				"		0.21260	"	19.94	5.37	2.31	0.05		
				feldspath	125-250	0.60233	7.23	3.06	70.70	2.86	0.04	**2.84**	**0.04**
				"		0.51154	"	3.22	66.11	2.81	0.04		

[a] Moyenne pondérée du taux d'Ar radiogénique (Ar*)
[b] Moyenne des âges sur les deux phases

Tableau III-C.2 : *Résultats des datations K-Ar sur les rhyolites de Roccastrada.*

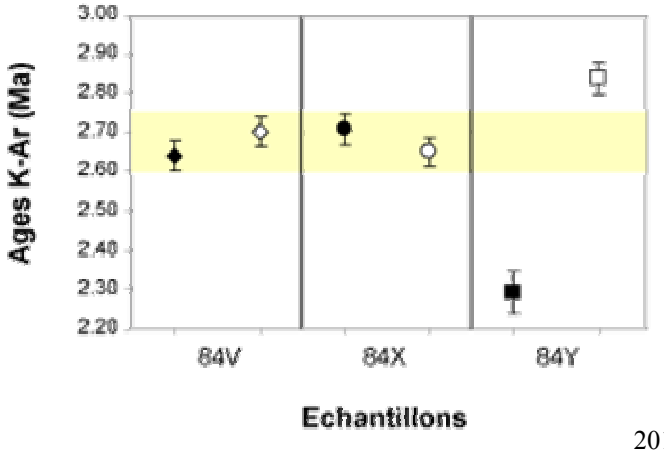


Figure III-C.7 : *Diagramme illustrant les âges K-Ar de cette étude obtenus sur les trois échantillons de rhyolites de Roccastrada. Symbole rempli : âge sur verre ; symbole vide : âge sur feldspath.*

Les âges obtenus sont compris entre 2.84 ± 0.04 et 2.29 ± 0.05 Ma (Tab. III-C.2). Hormis pour l'échantillon 84Y, les âges du verre et du feldspath pour chaque échantillon se recoupent (Fig. III-C.7), ce qui valide définitivement ces valeurs:

- *l'échantillon 84V,* avec un âge de 2.64 ± 0.04 Ma sur verre et 2.70 ± 0.04 Ma sur feldspath, donne un âge moyen de 2.67 ± 0.04 Ma (Tab. III-C.2),
- tandis que *84X,* avec un âge de 2.71 ± 0.04 Ma sur verre et 2.65 ± 0.04 Ma feldspath, donne un âge moyen de 2.68 ± 0.04 Ma (Tab. III-C.2).

Les âges moyens sur ces deux échantillons, 84V et 84X, se recoupent, ce qui renforce la significativité de ces âges.

Pour l'échantillon 84Y, les âges sur les deux phases ne se recoupent pas, on obtient donc 2 âges pour cet échantillon : 2.84 ± 0.04 Ma sur le feldspath, et 2.29 ± 0.05 Ma sur le verre. L'âge obtenu sur le verre de 84Y s'écarte des autres valeurs, il est beaucoup plus jeune. En effet, il est beaucoup moins radiogénique (seulement 5% d'Ar*) que le verre des échantillons 84V et 84X (20-30% d'Ar*). Cette faible teneur d'Ar* reflète une très forte contamination atmosphérique (^{36}Ar), probablement via l'altération. Cet âge n'est donc pas significatif, il ne sera pas pris en compte par la suite.

L'âge de 84Y sur feldspath est le plus vieil âge obtenu (2.84 ± 0.04 Ma) et à ± 1σ, il ne recoupe pas les âges obtenus pour les deux autres échantillons, cependant à ± 2σ, ces âges sont cohérents.

D'après ces résultats, si l'on prend en compte uniquement les âges significatifs obtenus sur 84V et 84X (situés respectivement au Nord et Sud de M. Alto), l'âge des roches volcaniques de Roccastrada est 2.68-2.67 Ma.

Comparaison avec les données de la littérature

Très peu d'âges sont disponibles dans la littérature sur les roches de Roccastrada (Fig. III-C.8) : deux âges K-Ar sur biotite (un sur une rhyolite, l'autre sur un granite ; Borsi et al., 1965), un âge Rb-Sr sur roche totale (Ferrara et al., 1977), et un âge trace de fissions sur verre (Arias et al., 1981). Bien que les âges K-Ar et Rb-Sr sur les roches volcaniques convergent vers 2.45 Ma (Fig. III-C.8), ces mesures sont très peu précises, avec des incertitudes de l'ordre de 9% (K-Ar) à 19 % (Rb-Sr). L'âge obtenu par trace de fission, quant à lui, est plus vieux (3.23 ± 0.23 Ma) et l'incertitude sur cet âge est également élevée. La roche granitique, quant à elle, a donné un âge K-Ar sur biotite de 3.5 ± 0.2 Ma

(Borsi et al., 1965), supérieur à celui des roches volcaniques. L'activité magmatique de Roccastrada est donc mal contrainte dans le temps, les âges s'étalant de 3.7 à 2.0 Ma.

Sur la Figure III-C.8, on voit que les âges K-Ar de notre étude ont une bien meilleure précision et sont reproductibles. Ces âges sont d'autant plus significatifs qu'ils ont été effectués sur différentes phases (verre et feldspath sur chaque échantillon). Ils ne recoupent pas l'âge K-Ar sur biotite. Il est à noter que ce dernier n'a pas été calculé avec les constantes de Steiger et Jäger (1977) en usage depuis 1977, puisque publié en 1965. Il a été ici recalculé pour comparaison dans la figure III-C.8.

Nos âges K-Ar sont compris dans la barre d'erreur de l'âge Rb-Sr sur roche totale (2.6 ± 0.5 Ma ; Ferrara et al., 1977).

Au regard de ces observations, les âges obtenus dans cette étude permettent de mieux contraindre l'activité volcanique de Roccastrada à 2.68-2.67 Ma.

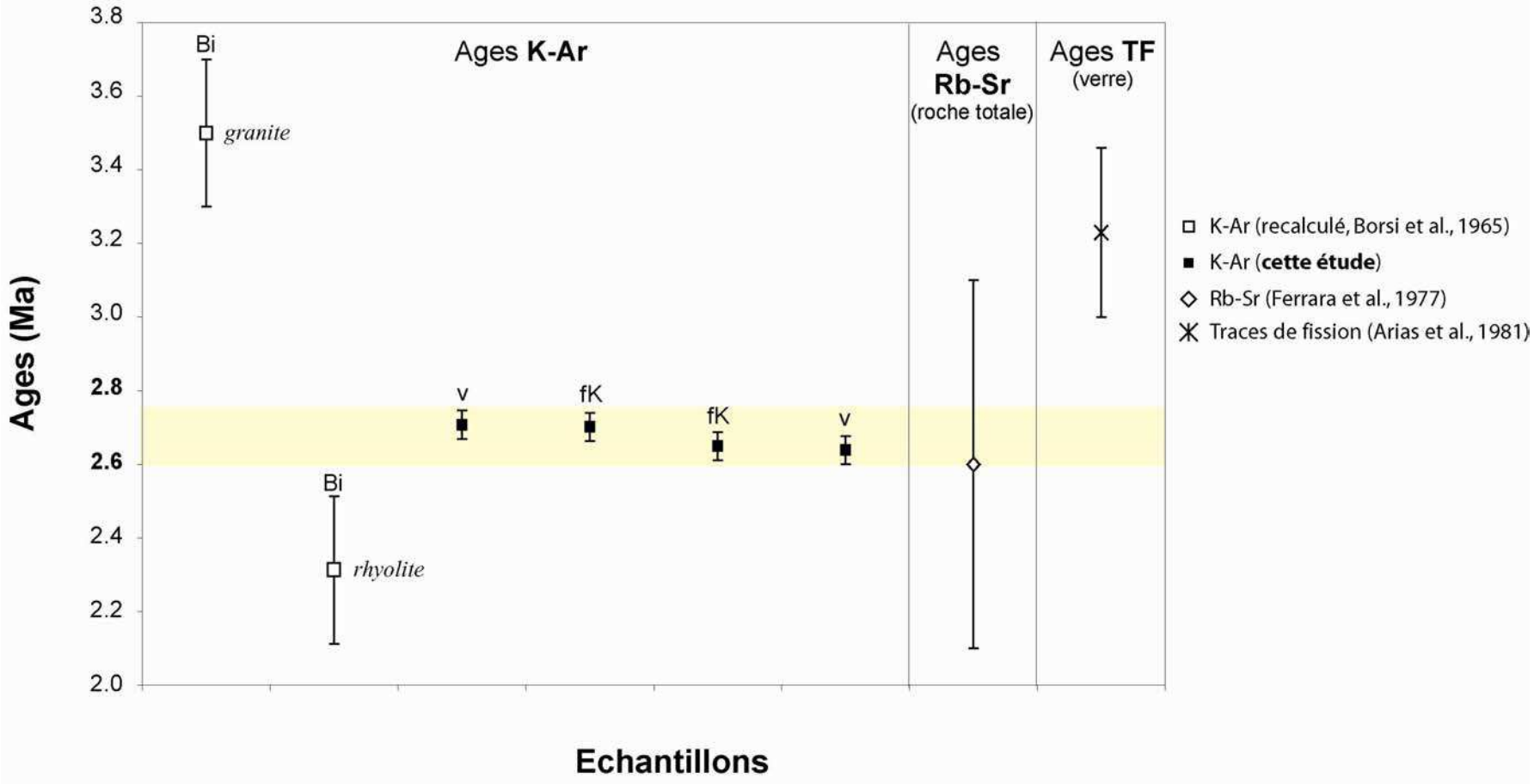


Figure III-C.8 : *Diagramme comparant les âges de la littérature avec les résultats de cette étude. Bi : biotite ; fK : feldspath potassique; v : verre. Les âges de Borsi et al. (1965) ont été recalculés avec les constantes de Steiger et Jäger (1997).*

3- Monte Amiata

Photo : Monte Amiata vu de Radicofani.

a) Généralités

Monte Amiata est le plus haut volcan de Toscane, il culmine à 1750 mètres. Ce volcan isolé se situe entre les vallées d'Orcia, Fiora, et Paglia. Il est bien connu pour ses mines de sulfures de mercure (cinabre).

Le Monte Amiata est également le complexe volcanique le plus jeune et le plus au Sud de la PMT, si l'on omet le complexe de Tolfa (Fig. III-B.1 et III-B.2, section III-B). Il est situé à environ 30 km au Nord des volcans de Vulsini, le complexe le plus au Nord de la PMR.

Le volcan de Monte Amiata est composé essentiellement de produits effusifs de composition acide couvrant une superficie d'environ 85 km^2, et repose sur des roches de différents âges : les séries toscanes d'une part (socle Paléozoïque, calcaires triasiques, formations terrigènes Crétacé-Oligocène), la séquence Mésozoïque Liguride (surtout des ophiolites) et des sédiments Néogène (Fig. III-C.9).

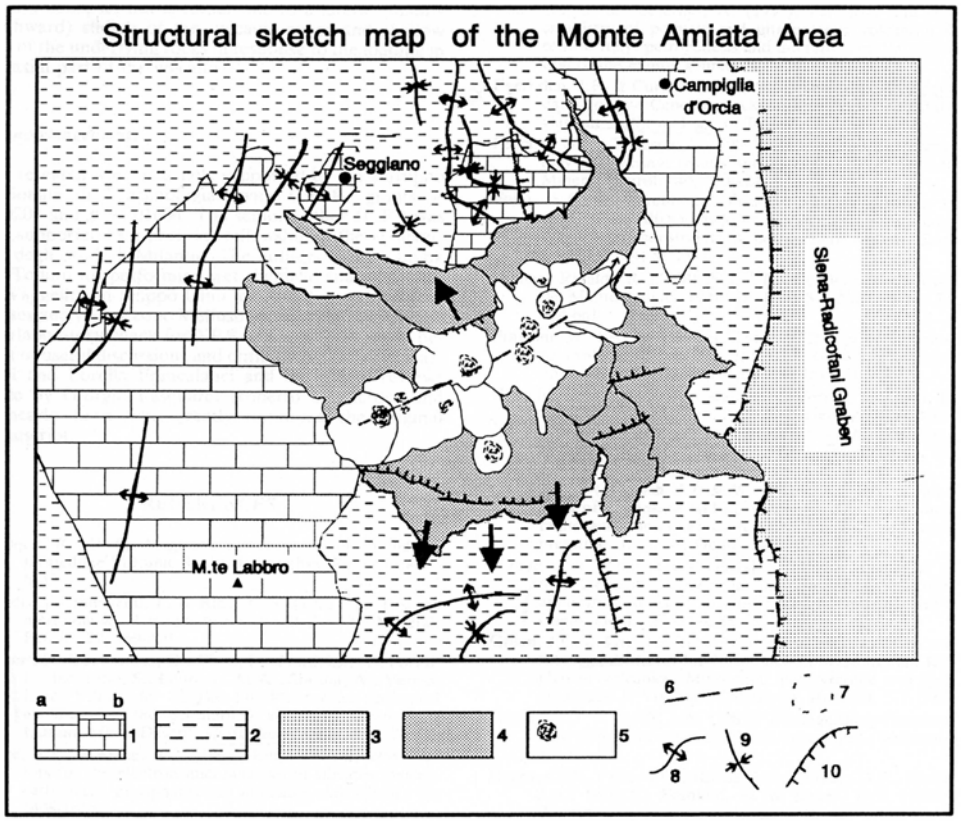


Figure III-C.9: *Carte structurale simplifiée de Monte Amiata et du socle environnant (Calamai et al., 1970 ; Ferrari et al., 1996). Legende : 1a) et 1b) calcaires et grès du groupe de Pietraforte 2) schistes et calcaires marneux, marnes et grès du groupe de Pietraforte ; 3) dépôts Pliocène à Quaternaire remplissant le graben de Radicofani ; 4) complexe basal du volcan de Monte Amiata (BTC) ; 5) dômes et coulées latitiques finales de Monte Amiata (DLC et OLL) ; 6) fissures d'alimentation ; 7) cratères supposés ; 8) axes anticlinaux ; 9) axes synclinaux ; 10) failles normales.*

L'activité éruptive du volcan de Monte Amiata se produisit dans une zone (comprenant également le volcan de Radicofani ; Fig. III-B.1 et III-B.2, section III-B) soulevée durant l'ère Quaternaire, vraisemblablement suite à l'emplacement d'un corps magmatique à 5-6 km de profondeur (Barberi et al., 1994). L'activité volcanique se développa en 3 phases principales, principalement le long d'un système de failles orientées ENE-WSW (perpendiculaire à la tendance apennine ; Mazzuoli and Pratesi, 1983 ; Barberi et al., 1971 ; Van Bergen, 1985 ; Ferrari et al., 1996). La mise en place de ces produits se fit dans un espace de temps relativement court entre 303 et 209 ka selon Ferrari et al. (1996).

Cependant, il existe peu de données géochronologiques sur les différentes unités de Monte Amiata, et d'une manière générale, ce volcan a été peu étudié comparé aux autres centres volcaniques italiens.

b) Caractéristiques de terrain et volcanologie

D'après les caractéristiques géologiques, géomorphologiques et pétrologiques, trois groupes ont été distingués dans les roches volcaniques de Monte Amiata. Différents noms ont été successivement donnés à ces groupes, j'utiliserai ici la terminologie de Ferrari et al. (1996) :

a. Un complexe basal, le **BTC** (**BTC** : **B**asal **T**rachydacitic **C**omplex)

b. Un complexe de dômes et de coulées de laves, le **DLC** (**D**omes and **L**ava flows **C**omplex)

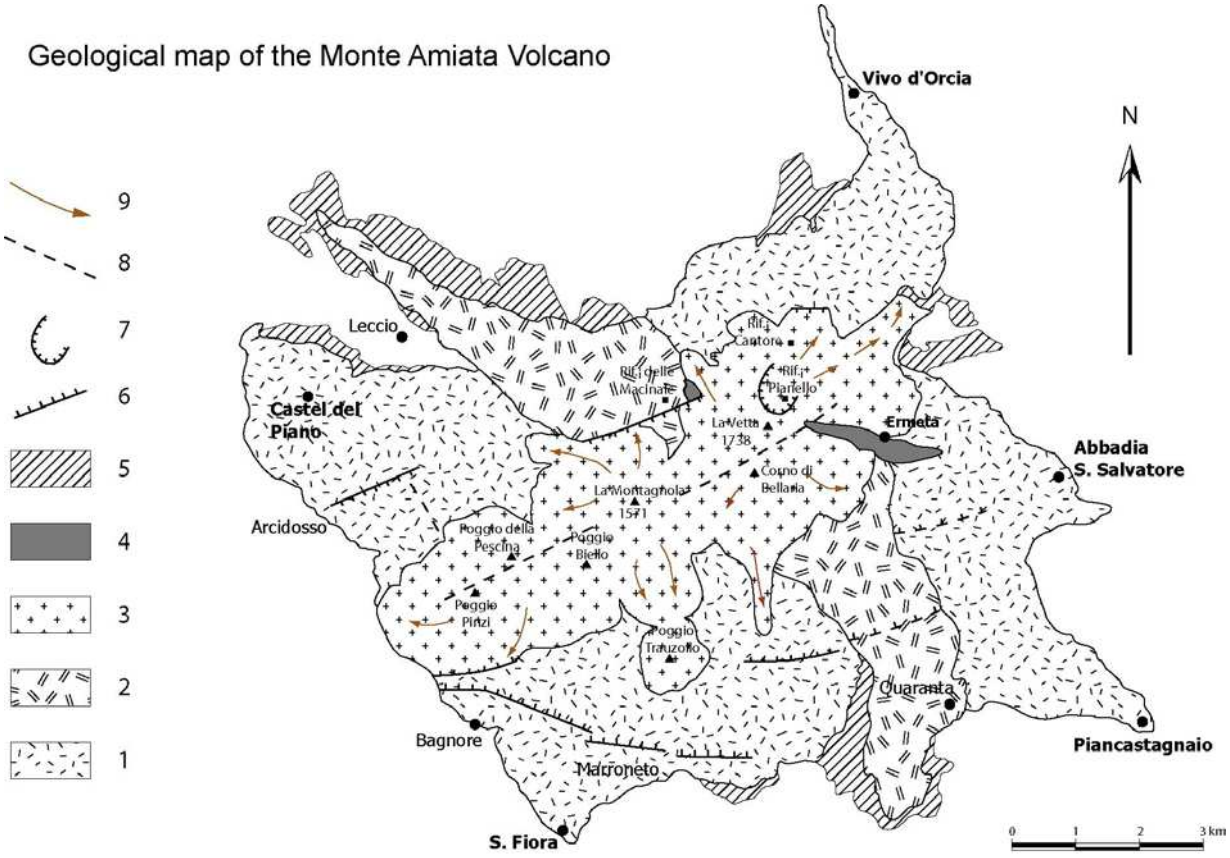
c. Des coulées finales latitiques, **OLL**, (**O**livine **L**atitic **L**ava flows).

La Figure III-C.10 montre les relations entre ces différentes formations.

La première phase d'activité volcanique donna lieu à des laves trachydacitiques (**BTC** : **B**asal **T**rachydacitic **C**omplex). Le BTC est composé de deux unités (Fig. III-C.10):

- *l'unité inférieure* est un dépôt épais et uniformément distribué, avec un aspect massif.
- *l'unité supérieure* forme deux langues étroites allongées vers le NW et le SE, et composées de gros blocs meubles.

Le BTC est le complexe le plus étendu du volcan de Monte Amiata (environ 90 km^2 ; Ferrari et al., 1996). Il a une distribution ellipsoïdale homogène autour d'une fracture ENE-WSW (Figs. III-C.9 et III-C.10). Son épaisseur moyenne a été évaluée à 150-200 m (Calamai et al., 1970; Ferrari et al., 1996), et son volume total serait compris entre 13.5 et 18 km^2 (Ferrari et al., 1996).



Legend : 1) Basal Trachydacitic Complex, lower unit; 2) Basal Trachydacitic Complex, upper unit; 3) Dome and Lava flow Complex; 4) Olivine Latite Lava flows; 5) volcanic detrital cover; 6) faults, 7) collapsed areas; 8) inferred faults; 9) flow direction.

Figure III-C.10: *Carte géologique du volcan de Monte Amiata (modifiée d'après Ferrari et al., 1996).*

Ce complexe basal est toujours l'objet de différentes interprétations. Les études les plus anciennes (Rittmann, 1958 ; Marinelli, 1961) interprètent le BTC comme une rhéoignimbrite (ignimbrite rhéomorphique), c'est à dire une ignimbrite qui aurait développé un écoulement secondaire après son dépôt, dû à sa température élevée. Au contraire, Barberi et al. (1971) pensent que le BTC n'est pas une coulée pyroclastique mais une simple coulée de lave acide. Quant à Ferrari et al. (1996), ils proposent que le BTC a été marqué initialement par une activité explosive dont l'énergie a progressivement diminué, donnant lieu au final à des coulées de laves à blocs (« *blocky lava flows* »). Les caractères de terrain et l'épaisseur importante de la BTC (150-200m) par rapport à la superficie couverte (~90km^2), conduisent ces auteurs à exclure que ces produits puissent être considérés comme des ignimbrites.

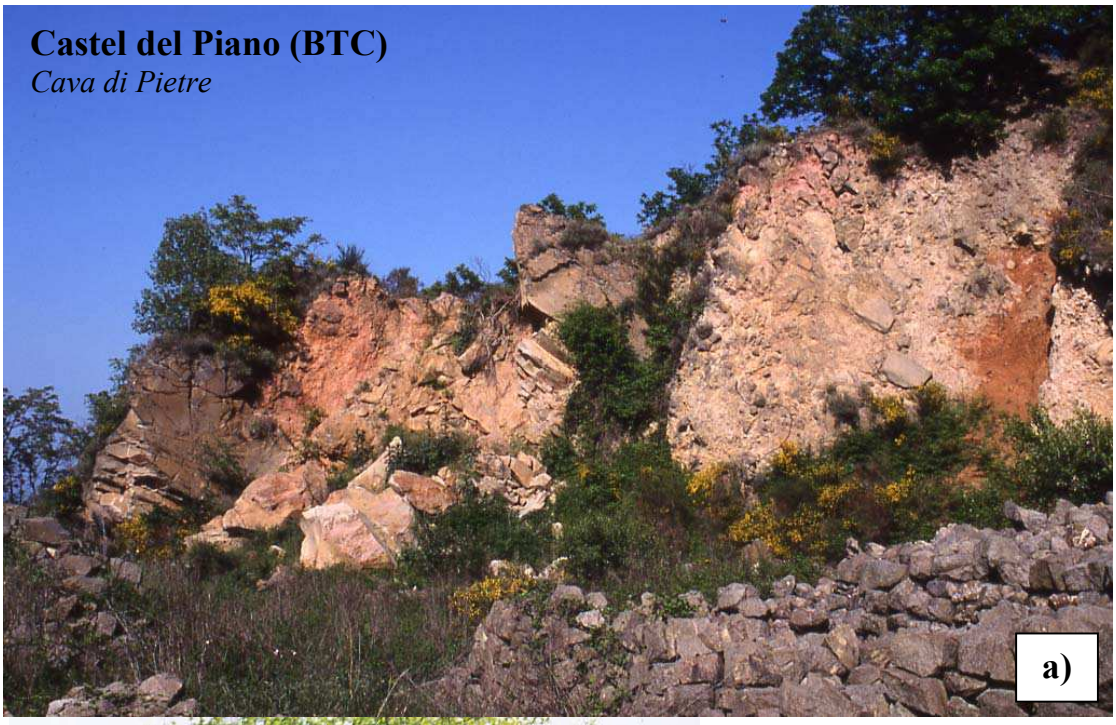
L'aspect massif et assez homogène de la coulée évoque une simple coulée de lave (Photos III-C.4). Elle ne présente pas les caractéristiques typiques d'une ignimbrite puisque nous n'avons pas observé de ponces, de cendres, ni de blocs soudés à chaud (absence de fiammes). Cependant, certains aspects suggèrent une coulée de type pyroclastique :

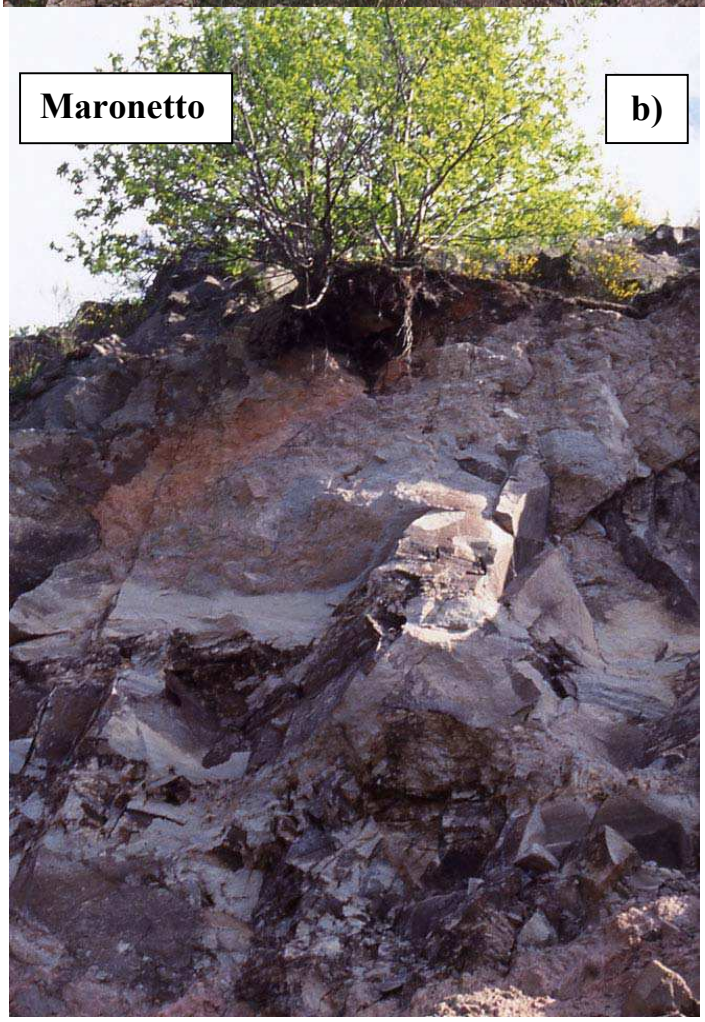
1) la grande surface couverte (90 km^2) et l'important volume de lave émis (14-18 km^3). En effet, les magmas felsiques, visqueux, se mettent généralement en place sous forme de dômes ou de coulées de petite extension (quelques km de long) et faible volume (< 10 km^3). Néanmoins, il existe des exemples de coulées rhyolitiques volumineuses (10-100 km^3) mais celles-ci se trouvent dans un contexte intraplaque au niveau d'un point chaud majeur (ex. : à Yellowstone ou en Ethiopie).
2) les passées chaotiques à blocs de la coulée (Photos III-C.5),
3) et l'observation de cristaux très fragmentés et de figures de fluidification du verre (Photos III-C.7).Les cristaux contiennent souvent de petites inclusions fluides qui, sous l'effet de la décompression rapide lors de l'ascension des cristaux dans la colonne magmatique, grossissent (par expansion des gaz) jusqu'à éclatement du cristal.

Ce qui paraît certain est que cette coulée basale s'est mise en place à très haute température, comme en attestent les structures de litages d'écoulement magmatique (Photos III-C.6). Cette très haute température expliquerait la grande superficie couverte par cette lave felsique car elle a pour effet de baisser la viscosité de la lave, lui permettant ainsi de s'étendre sur une plus grande zone.

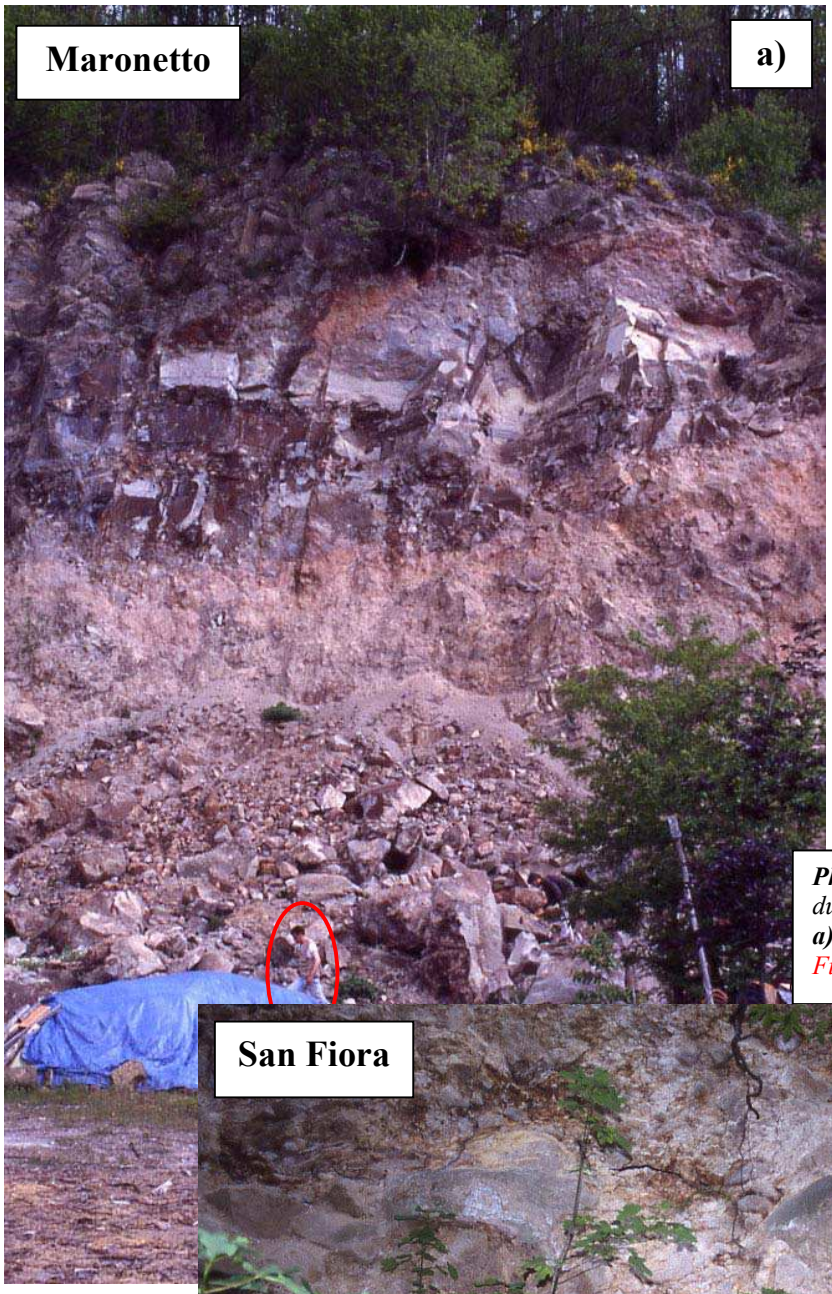
Cependant, il faut souligner que toutes ces observations se limitent au front de coulée du volcan, où quelques carrières donnent accès à une observation directe. Les textures clastiques et litées observées sont donc peut-être uniquement dues à une fragmentation secondaire de la lave au front de la coulée.

Le débat est donc toujours ouvert sur l'origine et la nature de ce complexe basal car il montre à la fois des caractéristiques de coulée de lave acide et de coulée pyroclastique. Cependant, il semble y avoir plus d'arguments en faveur d'une coulée de type pyroclastique qu'une simple coulée de lave. Même si elle n'est pas typiquement pyroclastique, cette lave s'est certainement mise en place lors d'une éruption explosive.



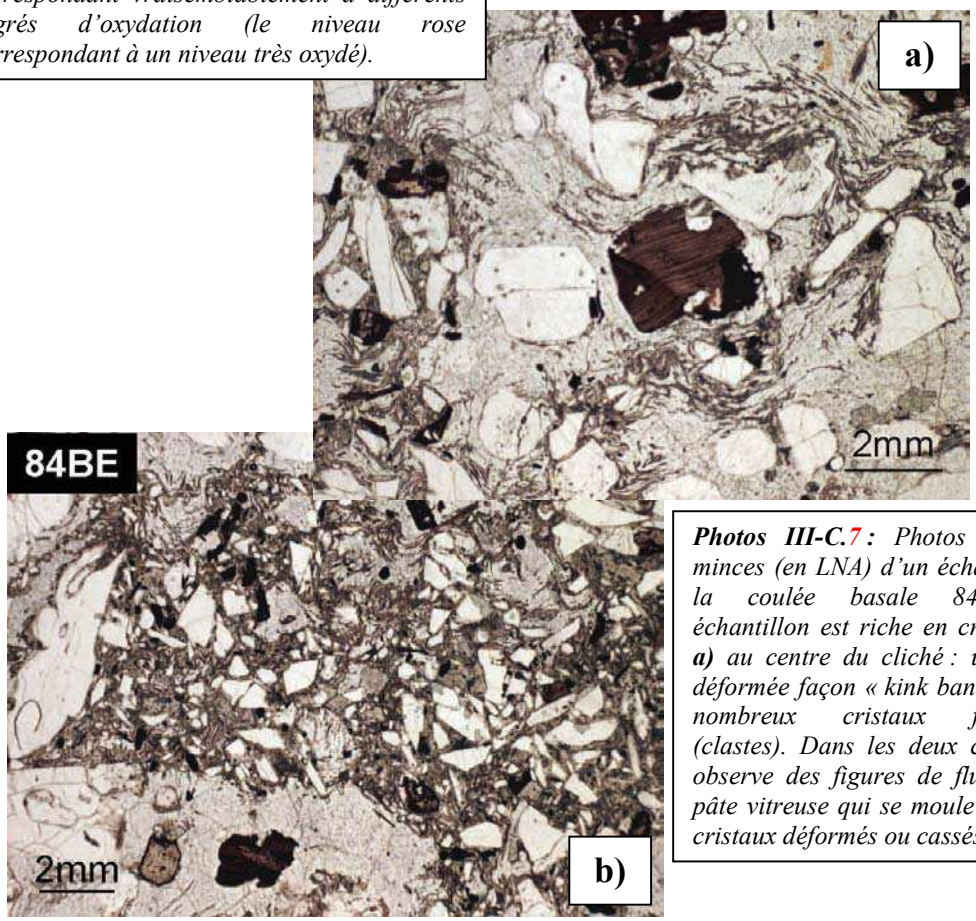


Photos III-C.4 : *Photos de terrain du complexe trachydacitique basal :* ***a)*** *à Castel del Piano, et* ***b)*** *à Maronetto (cf. Fig. III-C.10).*



Photos III-C.5 : *Photos de terrain du complexe trachydacitique basal : **a)** à Maronetto, et **b)** à San Fiora (cf. Fig. III-C.10).*

Photos III-C.6 : *Photos du complexe trachydacitique basal à Maronetto. En* ***a)*** *bloc de trachydacite montrant un litage et,* ***b)*** *zoom sur cette structure magmatique ; on voit une alternance de couleurs (noire à rosée) correspondant vraisemblablement à différents degrés d'oxydation (le niveau rose correspondant à un niveau très oxydé).*



Photos III-C.7 : *Photos de lames minces (en LNA) d'un échantillon de la coulée basale 84BE. Cet échantillon est riche en cristaux. En* ***a)*** *au centre du cliché : une biotite déformée façon « kink band » ; en* ***b)*** *nombreux cristaux fragmentés (clastes). Dans les deux clichés, on observe des figures de flux dans la pâte vitreuse qui se moule contre les cristaux déformés ou cassés.*

La seconde période d'activité est caractérisée par la mise en place de dômes de laves trachydacitiques et quelques petites coulées de lave de même composition provenant généralement des bordures des dômes (**DLC** : **D**omes and **L**ava flows **C**omplex ; Fig. III-C.10). Ces produits furent essentiellement émis le long de la même faille ENE-WSW et le long d'une faille de direction conjuguée. Les arbres couvrent la majeure partie des produits volcaniques et rendent difficile la reconnaissance des structures des dômes et des coulées de lave. Le démantèlement des dômes est l'aspect superficiel le plus reconnaissable de ces unités volcaniques, il est constitué de blocs par endroits, qui représentent vraisemblablement les bordures autobréchifiées des dômes.

Le volcanisme de Monte Amiata se termine avec l'éruption de deux petites coulées de lave de composition chimique différente de celle des roches du BTC et du DLC (**OLL** : **O**livine **L**atitic **L**ava flows ; Fig. III-C.10). Ces roches sont moins évoluées, il s'agit de latites (ou « trachyandésites »). La coulée d'Ermeta (sommet d'Amiata) serait émise à partir de la fissure centrale ENE-WSW qui coupe la base du dôme de La Vetta (Ferrari et al., 1996 ; Fig. III-C.10). Sur le flanc Nord de l'unité de La Vetta, une petite coulée de lave avec des caractéristiques macroscopiques et chimiques similaires à la coulée d'Ermeta affleure à Pian delle Macinaie. D'après Ferrari et al. (1996), cette petite lave s'épancha à partir d'une fissure orientée NNE-SSW coupant le BTC. Elle serait discordante sur le BTC, mais aucune relation géologique avec les roches du DLC n'a été trouvée à cause de la couverture végétale de surface.
Da part la couverture végétale abondante, les contacts et relations stratigraphiques entre les différentes unités de Monte Amiata sont très difficilement identifiables.

Dans toutes ces unités, on trouve des enclaves magmatiques et des xénolithes métasédimentaires.

c) Géochronologie

Données de la littérature

Dans la Figure III-C.11, les âges publiés avec leurs erreurs relatives sont reportés pour les trois principales unités de Monte Amiata (Bigazzi et al., 1981; Pasquarè et al., 1983 ; Laurenzi

and Villa, 1991 ; Barberi et al., 1994). Des datations K-Ar, Ar-Ar et traces de fission ont été effectuées, principalement sur le complexe basal du volcan (BTC ; Fig. III-C.11). On dispose de très peu de données sur les dômes (DLC) et encore moins sur la coulée finale (OLL). Les âges obtenus sur le complexe basal sont très dispersés (Fig. III-C.11).

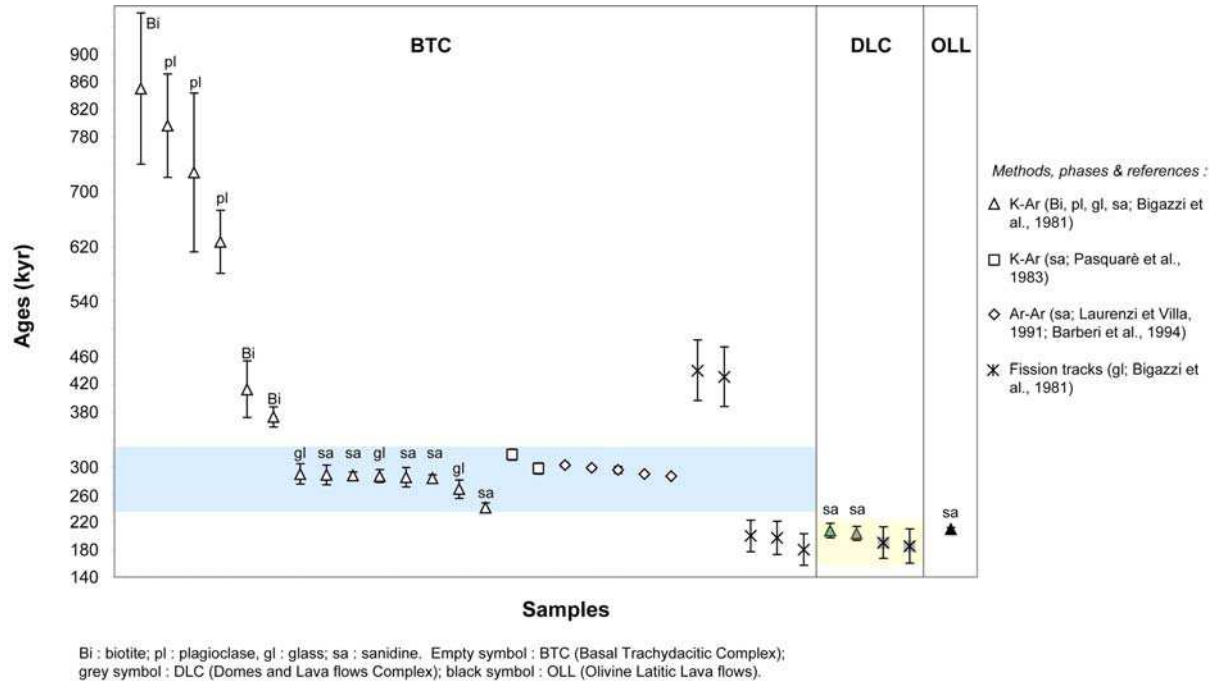


Figure III-C.11 : *Données géochronologiques publiées sur le volcan de Monte Amiata.*

En fait, si l'on regarde en détail, les âges K-Ar sur verre et sanidine sont relativement reproductibles et sont en accord avec les âges Ar-Ar. Les datations K-Ar sur plagioclase et biotite montrent des âges systématiquement plus vieux, plus dispersés et moins précis. Les âges traces de fission sont également dispersés. Ainsi, si l'on prend en compte les données K-Ar et Ar-Ar sur sanidine qui semblent plus fiables, d'après ces données, le complexe basal se serait mis en place entre 318 ± 8 ka et 284 ± 5 ka.

Concernant les dômes (DLC), les données K-Ar sur sanidine et trace de fission sur verre sont en accord et indiquent une mise en place entre 208 ± 10 ka et 185 ± 25 ka (Fig. III-C.11).

L'unique âge disponible sur la coulée terminale (Ermeta), 209 ± 3 ka (âge K-Ar sur sanidine ; Bigazzi et al., 1981), semble indiquer que cette unité est contemporaine du complexe de dômes (Fig. III-C.11).

Ces âges montrent que le volcan Amiata s'est construit en 2 phases principales : 318-284 ka, et 208-185 ka. Durant la première période, les trachydacites basales (BTC) furent mises en place, alors que dans la seconde période les dômes et coulées de laves associées (DLC) et les latites finales (OLL) furent émis.

En se basant sur ces données géochronologiques et leurs observations de terrain, Ferrari et al. (1996) ont proposé un modèle d'évolution volcanologique de Monte Amiata (Fig. III-C.12).

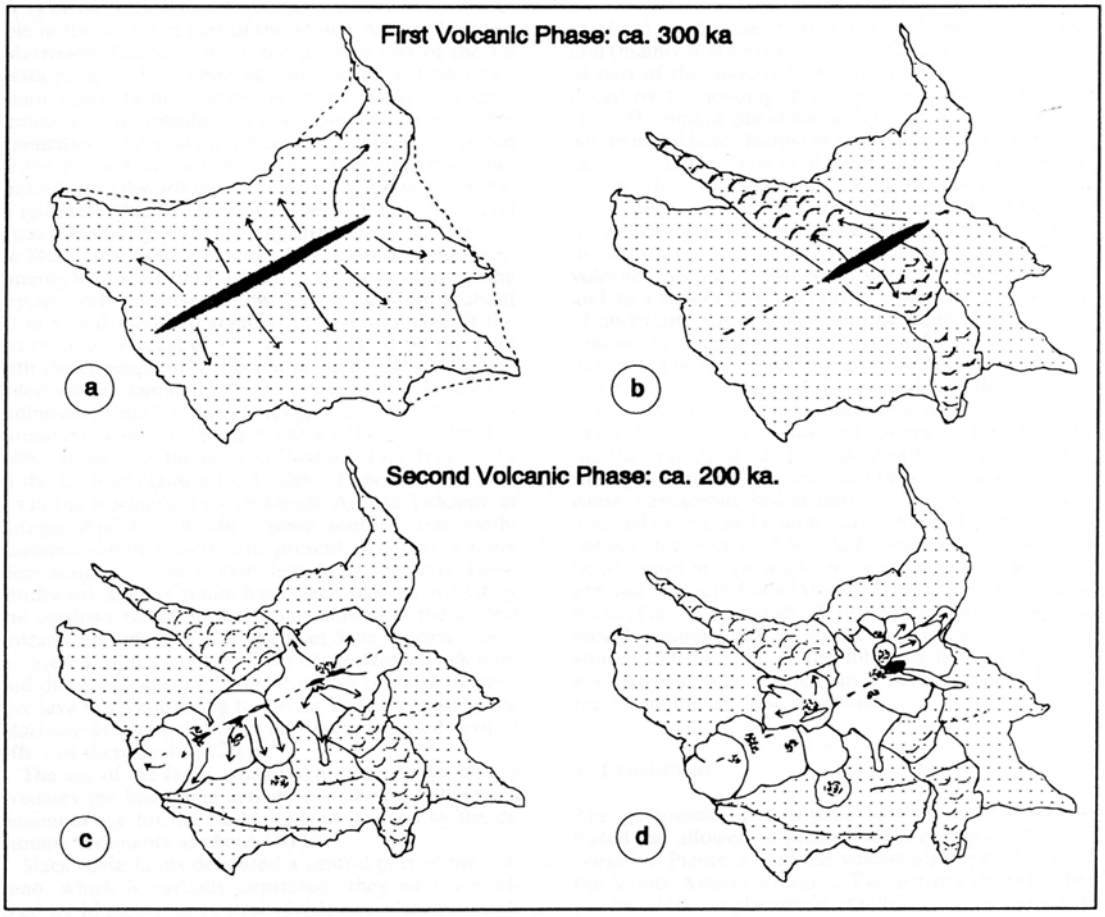


Figure III-C.12: *Schéma proposé par Ferrari et al. (1996) pour l'évolution volcanique du Monte Amiata.*

Dans ce modèle, durant la première phase, le BTC est conduit à travers le système de fissure axiale ENE-WSW et une unique coulée ellipsoïdale est mise en place (Fig. III-C.12a), vers la fin de l'éruption, probablement à cause d'une diminution de l'énergie thermique et du contenu en gaz, le système n'est plus capable de soutenir une colonne éruptive, l'effusion se concentre alors dans le partie Nord-Est de la fissure et le magma se met en place sous forme de

coulée de blocs de lave (Fig. III-C.12b). Durant la deuxième phase volcanique, le système de fissure est réactivé à partir de différents points sur toute sa longueur et le magma se met en place sous forme de dômes et de coulées de lave (Fig. III-C.12c). Comme dans la phase précédente, durant la fin de cette phase, l'activité se concentre dans la moitié Nord-Est de la fissure et un magma plus basique et moins visqueux est mis en place sous forme de coulées de lave (Fig. III-C.12d).

d) Résultats de cette étude

Onze échantillons ont été datés sur phases séparées (sanidine et/ou pâte, ou plagioclase ; Fig. III-C.13):

- Cinq provenant de la coulée basale (BTC)
    - 84AV, 84BB et 84BF de l'unité inférieure (Lower BTC)
    - 84AX et 84BE de l'unité supérieure (Upper BTC)
- Quatre provenant du complexe de dômes (DLC)
    - 84AA, 84AI, 84AN et 84AO
- Et deux appartenant la coulée latitique finale (OLL)
    - 84AE et 84AF

Les résultats des datations K-Ar sont reportés dans le Tableau III-C.3.

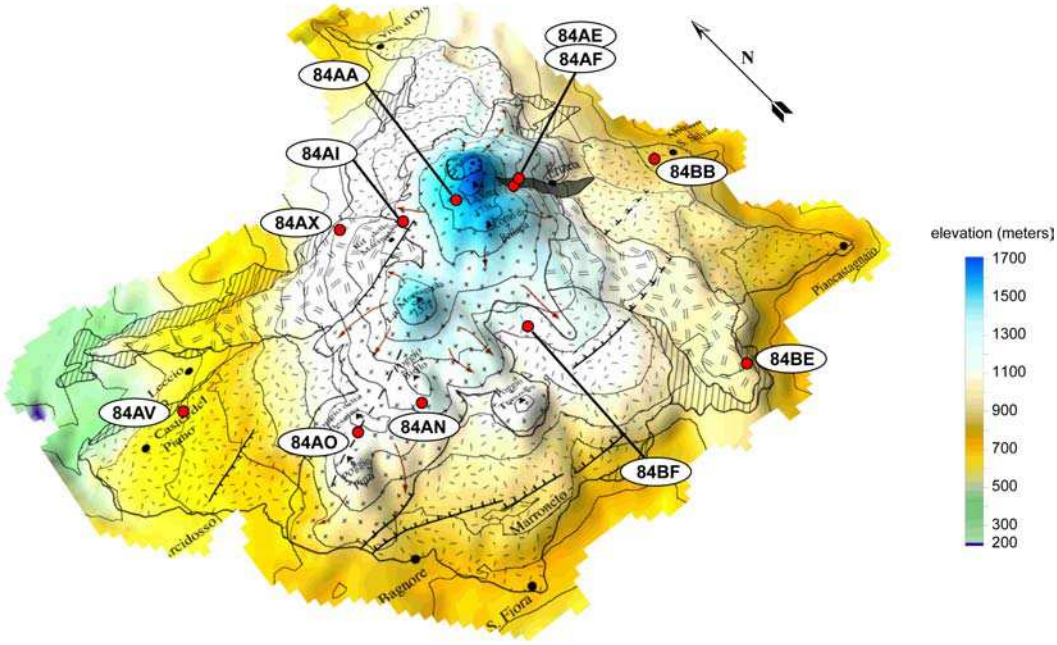


Figure III-C.13 : *Modèle Numérique de Terrain (MNT) du volcan de Monte Amiata, réalisé sous Surfer après digitalisation des courbes de niveau (d'après la carte géologique de Ferrari et al., 1996). La carte géologique simplifiée présentée en Fig. III-C.10 a été superposée au MNT afin de souligner le lien entre géologie et morphologie. Notez l'alignement des dômes suivant une direction principale ENE-WSW. La localisation des échantillons datés est reportée.*

Le complexe trachydacitique basal (BTC)

Les datations sur le complexe basal (BTC) montrent une large gamme d'âges comprise entre 227 et 539 ka. Cependant, le verre de l'échantillon 84BE est très peu radiogénique (seulement 2% d'Ar*, Tableau III-C.3). Cette faible teneur d'Ar* reflète une très forte contamination atmosphérique (^{36}Ar) due à l'altération. L'âge obtenu sur cette phase (227 ± 11 ka) n'est donc pas significatif, il ne sera pas pris en compte par la suite, on retiendra pour cet échantillon l'âge obtenu sur le feldspath (293-303 ka, ~ 55% d'Ar*). Les datations sur feldspath de cet échantillon (84BE) ont été effectuées sur deux fractions de taille différente (125-250 et 250-500 µm) et donne deux âges différents à ± 1σ (293 ± 4 ka et 303 ± 4 ka). Ceci peut s'expliquer, d'une part, par le fait que pour des teneurs en potassium similaires (K ≈ 11%), la

fraction la plus grosse (250-500) est moins radiogénique que la plus fine (125-250: ~ 55% d'Ar* ; 250-500: ~ 32% d'Ar*) ; d'autre part, le signal obtenu sur la fraction 125-250 était trop faible (masse pesée trop faible), entraînant donc une déviation sur l'âge. On considérera donc une incertitude plus large, de ± 2σ, sur cet âge (293 ± 8 ka). De cette manière, les deux âges sur feldspaths se recoupent, ce qui donne un âge moyen de 298 ± 6 ka pour 84BE (Upper BTC). La datation de l'échantillon 84BF (Lower BTC) sur verre a donné un âge de 303 ± 4 ka, en parfait accord avec l'âge obtenu sur feldspath : 304 ± 4 ka, ce qui donne un âge significatif moyen de 303 ± 4 ka. Cet âge est également conforté par l'âge obtenu sur l'échantillon 84BB de la même unité (Lower BTC) : 304 ± 5 ka. Les âges de 84AV (Lower BTC) obtenus sur verre et feldspath ne se recoupent pas à ± 1σ (282 ± 5 et 297 ± 4 ka, respectivement), cependant ils sont cohérents à 2σ.

L'âge de 84AX (Upper BTC) obtenu sur le plagioclase (pauvre en K) est excessivement vieux (539 ka) comparé aux autres âges obtenus sur sanidine et verre (~300 ka). Ceci pourrait être dû à un héritage d'Ar* lié à des conditions de cristallisations différentes de cette phase minérale.

Les âges du complexe basal se regroupent donc autour de 300 ka. La tolérance de nos mesures ne nous permet pas de distinguer l'unité inférieure (84AV, 84BB, 84BF) de l'unité supérieure (84AX, 84BE).

Le complexe de dômes et de coulées de lave (DLC)

Si l'on exclut l'âge sur plagioclase de 84AA (438 ka) et l'âge sur verre de 84AN (200 ka), dans le complexe de dômes, les âges sont compris entre 298 et 268 ka. En effet, on retrouve le même excès dans l'âge sur plagioclase de 84AA (DLC) que 84AX (BTC). Cet excès semble donc être systématiquement lié à cette phase (d'ailleurs, cette remarque est également valable pour les données de la littérature ; cf. Fig. III-C.11). On ne prendra donc pas en compte les âges obtenus sur le plagioclase. Quant au verre de l'échantillon 84AN (DLC), comme celui de 84BE (BTC), il est trop peu radiogénique (Ar* < 2%) indiquant une forte contamination atmosphérique, c'est pourquoi il est écarté d'emblée.

Le verre de l'échantillon 84AI (DLC), le verre est peu radiogénique (~ 10% d'Ar*) et donne un âge (268 ± 5 ka) qui, à 1σ, ne recoupe pas les âges obtenus sur feldspaths (280-293 ± 4 ka), mais à 2σ est cohérent avec ces âges. Pour ce même échantillon 84AI, deux âges ont été obtenus sur le même matériel issu d'une même séparation (feldspath de taille comprise entre 125 et 250 μm).

Cette différence d'âge sur une même fraction est due à la masse pesée pour la mesure et donc au signal électrique obtenu. L'âge 293 ± 4 ka a été obtenu avec un signal faible (~600 nA), or un signal inférieur à un seuil minimum de 1000 nA entraîne une erreur sur l'âge. Ainsi, l'erreur réelle sur cet âge est en fait supérieure à l'erreur analytique (égale ici à ± 4 ka). Une autre mesure a été effectuée avec une masse deux fois plus grande (Tab. III-C.3), donnant un signal plus fort (1300 nA) et un âge plus jeune, de 280 ± 4 ka. Si l'on considère une erreur à ± 2σ pour l'âge de 293 ka (signal faible), celui est cohérent avec l'autre âge (280 ka, signal fort) obtenu sur la même phase.

Même si pour cette unité de dômes, aucun âge supérieur à 298 ka n'a été obtenu, l'incertitude sur les mesures ne nous permet pas de dire que le DLC (~300 ka) est plus jeune que le BTC, comme cela est suggéré par les relations stratigraphiques et les datations précédentes (Bigazzi et al., 1981). Nos résultats suggèrent que ces deux formations sont contemporaines.

Les coulées de lave latitiques finales (OLL)

Contrairement à ce qui était attendu, étant donné que la coulée d'Ermeta est supposée être la coulée terminale (Mazzuoli et Pratesi, 1963), nos datations sur deux échantillons (84AE et 84AF, Ermeta ; Tab. III-C.3), montrent des âges supérieurs aux deux autres formations, le DLC et le BTC.

Bien que cela soit surprenant, ces âges semblent pourtant être bien significatifs puisqu'ils se recoupent (Fig. III-C.14); on a 312 ± 4 ka (84AE) et 308 ± 5 ka (84AF), ce qui donne un âge moyen de l'unité d'Ermeta de 310 ± 5 ka.

Il faut souligner que les relations entre cette coulée et les deux autres unités n'ont pas été clairement établies à cause des conditions d'affleurements, et que l'attribution de cette coulée à la phase terminale d'activité du volcan est seulement basée (1) sur l'unique âge K-Ar disponible jusqu'ici (209 ± 3 ka ; Bigazzi et al., 1981) et (2) sur le fait que les roches de cette unité sont moins évoluées et correspondraient donc à la vidange de la base du réservoir magmatique (Mazzuoli et Pratesi, 1963). Ferrari et al. (1996) reconnaissent qu'aucune relation géologique ne peut être faite sur cet affleurement à cause de la couverture végétale.

Compte tenu des barres d'incertitudes, ces âges recoupent certains âges de la coulée basale (BTC ; Fig. III-C.14). Cette dernière étant contemporaine de l'unité intermédiaire (DLC), cela suggère que l'ensemble (BTC-DLC-OLL) se soit mis en place « simultanément ».

Locality	Sample	Unit	Rock type	Phase	Size (μm)	Weight (g)	K (%)	^{40}Ar total/g x 10^{12}	^{40}Ar* (%)	Age (Ma)	± 1σ (Ma)	Mean Age[a] (Ma)	± 1σ (Ma)
Castel del Piano	84AV	**Lower BTC**	trachydacite	K-feldspar	125-250	0.99821	10.04	6.38	48.51	0.295	0.004	**0.297**	**0.004**
Cave di Pietre				"		1.03060		8.03	38.92	0.298	0.004		
	84AV			glass	125-250	1.03697	5.16	1.24	12.28	0.283	0.005	**0.282**	**0.005**
				"		0.99638		1.29	11.83	0.282	0.005		
Abbadia S. Salvatore	84BB	**Lower BTC**	trachydacite	K-feldspar	125-250	1.01554	9.51	14.86	20.43	0.305	0.005	**0.304**	**0.005**
				"		1.02830		12.77	23.56	0.303	0.004		
Fontane Monache	84BF	**Lower BTC**	trachydacite	glass	125-250	1.02908	5.23	4.91	33.42	0.300	0.004	**0.303**	**0.004**
				"		1.00794	5.23	4.90	34.01	0.305	0.004		
	84BF			K-feldspar	125-250	1.00680	9.15	7.17	40.48	0.304	0.004	**0.304**	**0.004**
Poggio Sasso S. Falchi	84AX	**Upper BTC**	trachydacite	plagioclase	125-250	1.30082	2.53	4.64	30.72	0.539	0.008	**0.539**	**0.008**
Tre Case	84BE	**Upper BTC**	trachydacite	K-feldspar	125-250	*0.50106*	10.87	5.71	57.60	0.290	0.004	**0.293**	**0.004**
				"		*0.49900*	10.87	6.21	54.28	0.297	0.004		
	84BE			K-feldspar	250-500	1.01242	10.95	12.07	28.92	0.305	0.004	**0.303**	**0.004**
				"		1.00464	10.95	9.72	35.37	0.301	0.004		
	84BE			glass	125-250	1.00629	5.34	60.04	2.02	0.217	0.011	**0.227**	**0.011**
				"		1.00086	5.34	61.46	2.14	0.236	0.012		
Summit La Madonna	84AA	**DLC**	trachydacite	plagioclase	125-250	0.99466	0.80	9.04	4.05	0.438	0.012	**0.438**	**0.012**
Prato delle Macinaie	84AI	**DLC**	trachydacite	K-feldspar	125-250	1.00262	7.88	6.53	35.36	0.280	0.004	**0.280**	**0.004**
	84AI			K-feldspar	125-250	0.50031	7.88	6.76	35.76	0.293	0.004	**0.293**	**0.004**
				"		0.50158	7.88	9.56	25.15	0.292	0.004		
	84AI			groundmass	125-250	1.00094	5.39	14.37	10.43	0.266	0.005	**0.268**	**0.005**
				"		0.99995	5.39	16.58	9.15	0.269	0.005		
Poggio Biello	84AN	**DLC**	trachydacite	glass	125-250	1.00153	5.08	59.17	1.81	0.202	0.012	**0.200**	**0.011**
				"		0.99807	5.08	54.89	1.91	0.198	0.011		
	84AN			K-feldspar	125-250	0.99604	8.71	14.23	18.86	0.295	0.004	**0.293**	**0.004**
				"		0.67181	8.71	16.89	15.61	0.290	0.004		
Poggio della Pescina	84AO	**DLC**	trachydacite	K-feldspar	125-250	1.00587	9.525	9.28	31.82	0.297	0.004	**0.298**	**0.004**
				"		1.01280	9.525	10.27	29.05	0.300	0.004		
Summit	84AE	**OLL**	latite	K-feldspar	125-250	1.00029	9.73	6.96	44.88	0.307	0.004	**0.312**	**0.004**
				"		1.00960	9.73	7.59	42.43	0.317	0.005		
Summit	84AF	**OLL**	latite	K-feldspar	125-250	1.00607	9.38	12.74	23.71	0.308	0.005	**0.308**	**0.005**
												0.310[b]	**0.005**

Tableau III-C.3: *Résultats des datations K-Ar effectuées sur les différentes unités de Monte Amiata. BTC: Basal Trachydacitic Complex; DLC: Domes and Lava Flows Complex; OLL: Olivine Latitic Lava flows.*

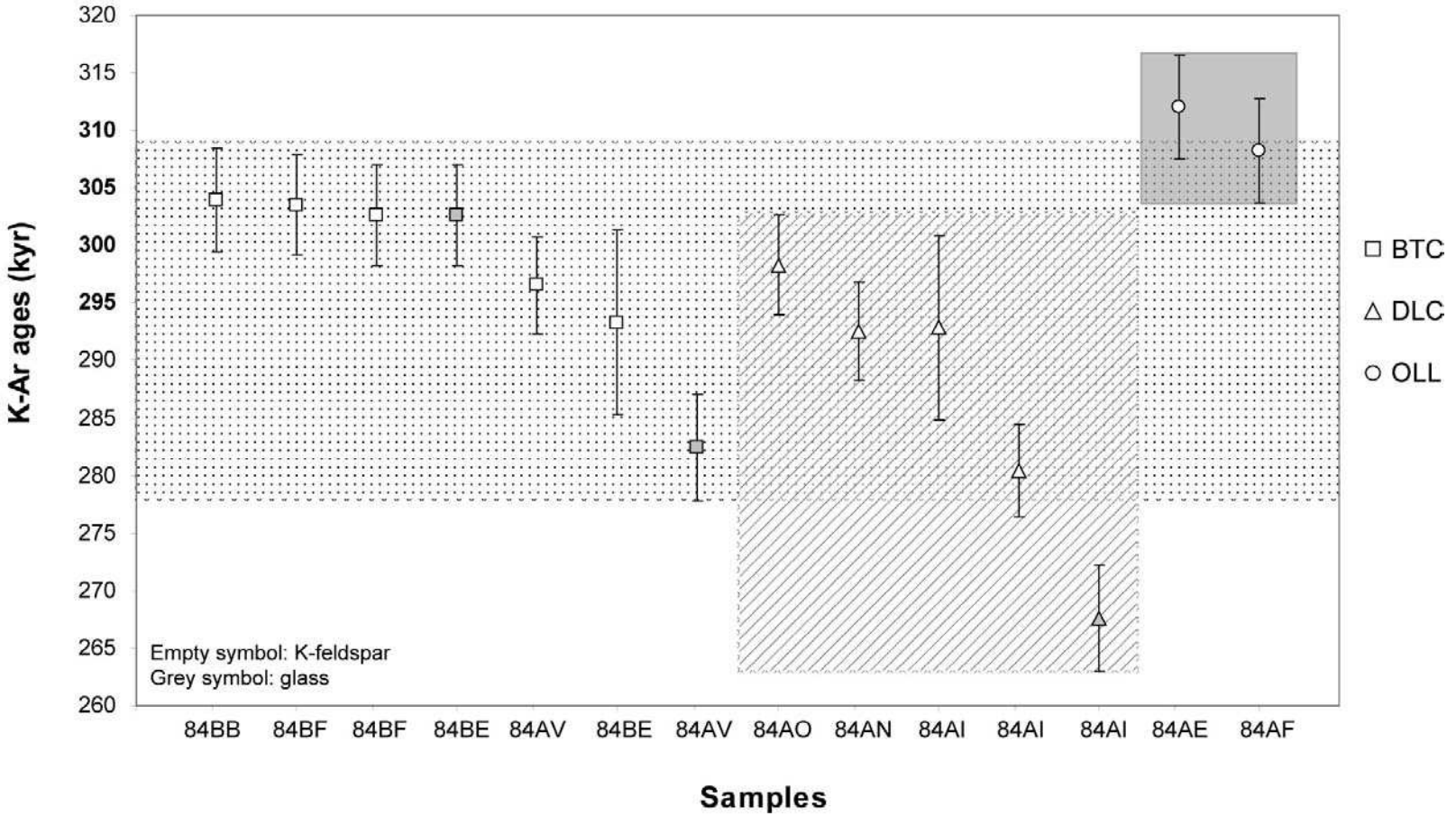


Figure III-C.14: *Diagramme illustrant les âges K-Ar obtenus sur les différentes unités de Monte Amiata. Seuls les âges significatifs (voir texte) ont été reportés (les âges aberrants sur plagioclase et certains verres ne figurent pas sur ce diagramme).*

e) Comparaison avec les données de la littérature

Les données de la littérature et celles de cette étude ont montré que les datations K-Ar sur le plagioclase et la biotite donnent des âges systématiquement beaucoup plus vieux que les âges obtenus sur sanidine et verre (Fig. III-C.11 et Tab. III-C.3). Dans le cas de Monte Amiata, ces phases ne sont pas adéquates pour la datation par la méthode K-Ar car elles ont probablement hérité d'Ar radiogénique. Les âges traces de fission sur verre de la coulée basale issus de la littérature sont dispersés (Fig. III-C.11).

Ainsi, sur la Figure III-C.15, à titre de comparaison, nous avons choisi de reporter uniquement les âges obtenus par les méthodes K-Ar et Ar-Ar sur sanidine. En ce qui concerne la coulée basale, nos âges sont en accord avec les données de la littérature. Excepté deux données qui sont à l'écart [âges K-Ar de 241 ka (Lower BTC; Bigazzi et al., 1981) et 318 ka (Upper BTC ; Pasquarè et al., 1983)], toutes les autres se regroupent autour de 300 ka (Fig. III-C.15). Cependant, les incertitudes sur les âges, que ce soit sur les âges de cette étude ou sur les âges de la littérature, ne permettent pas de différencier l'unité inférieure (Lower BTC) de l'unité supérieure (Upper BTC) du complexe basal. L'unité inférieure est comprise entre 304 et 284 ka, et l'unité supérieure est comprise entre 303 et 285 ka. Ces deux sous-unités sont donc contemporaines.

Concernant le complexe dômes et de coulées de lave (DLC), les âges de la littérature et ceux obtenus dans cette étude sont différents : 207-185 ka (Figs. III-C.11 et III-C.15) et 298-280 ka, respectivement. Cette différence est problématique car elle donne lieu à deux interprétations différentes sur la construction de l'édifice. D'après les données de la littérature, les dômes se mettraient en place postérieurement au complexe basal (BTC) après une interruption d'activité d'environ 77 000 ans, tandis que d'après nos données, il n'y a pas d'interruption d'activité puisque les âges obtenus sont similaires à ceux du BTC.

Enfin, les données géochronologiques de la littérature sur la coulée terminale (OLL) diffèrent également des données de cette étude. En effet, d'après l'unique âge publié, l'OLL se mettrait en place vers 209 ka, contemporainement des dômes (207-185 ka), alors que d'après nos résultats, cette coulée serait aussi vieille que le complexe basal.

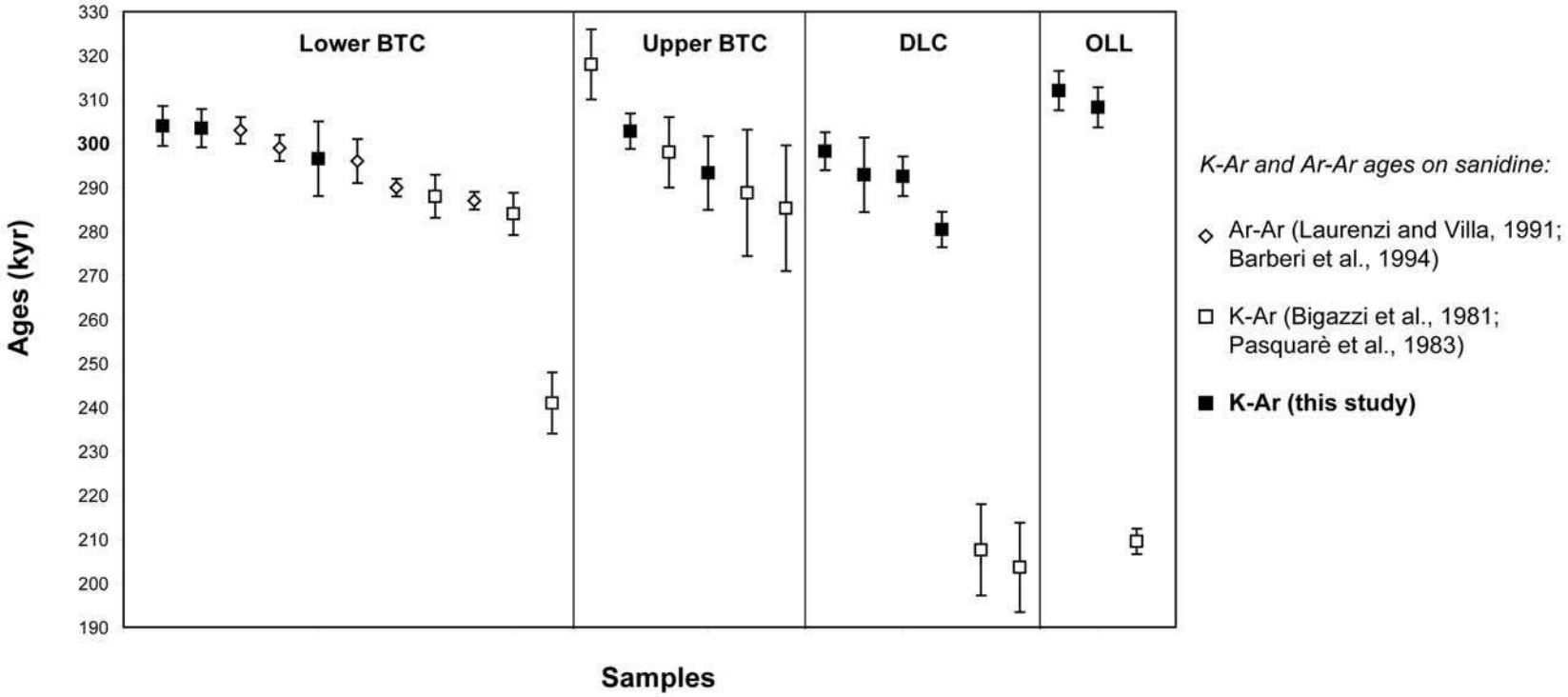


Figure III-C.15: *Comparaison des âges K-Ar et Ar-Ar de la littérature avec ceux de cette étude. Ici, seuls les âges sur sanidine sont reportés et comparés.*

f) Implications pour l'évolution volcanologique de Monte Amiata

Les nouvelles données géochronologiques de cette étude suggèrent que l'ensemble de l'édifice se soit mis en place simultanément autour de 300 ka, sans interruption. De plus, elles mettent en doute le modèle de Ferrari et al. (1996 ; Fig. III-C.12) qui, en se basant sur les données géochronologiques publiées, proposent un modèle d'évolution du volcan en deux phases, l'une à 300 ka (BTC) et l'autre à 200 ka (DLC+OLL).
Par contre, toutes les données (littérature + cette étude) sont en accord sur l'âge de la coulée basale. On peut dire avec certitude que celle-ci s'est mise place entre 304 et 284 ka.

Il est tout à fait concevable que ce volcan se soit édifié de manière continue et rapide. Le modèle à deux phases distinctes de Ferrari et al. (1996) pourrait tout à fait être transposé à un modèle à une phase. Les différents modes de mise en place correspondraient alors à une diminution progressive de l'énergie durant l'éruption, liée à une diminution du contenu en gaz du magma. La première éruption est plus ou moins explosive (magma trachydacitique très riche en gaz); son énergie couplée à une très haute température de la lave (diminuant sa viscosité) permet à la lave de s'étendre sur une grande superficie (~90 km^2). Après ce dégazage massif, l'éruption a moins d'énergie et la lave se concentre sur la zone d'éruption (le long de la fissure ENE-WSW) sous forme de dômes et de petites coulées de lave associées. Enfin, après cette vidange, c'est le magma basique dégazé de la base du réservoir qui est prélevé et se met en place sous forme de coulées fluides de très faible extension. On peut se demander aussi alors pourquoi des produits basiques se mettent en place après des produits acides, et en si petite quantité comparée au volume de trachydacites émis précédemment composant 99% du volcan. On peut émettre l'hypothèse suivante : la chambre magmatique est chimiquement stratifiée, avec les liquides différenciés, légers, en haut de la chambre, et les liquides basiques plus lourds à la base. La faible quantité de liquide basique émise pourrait alors s'expliquer par (1) le fait que la majeure partie de ce liquide basique aurait déjà refroidi et se serait solidifié sous forme de cumulat à la base du réservoir, ou bien (2) cette petite coulée correspond à une réinjection d'un liquide mantellique en réponse à la chute de pression dans la chambre suite à la vidange de celle-ci.

D- Pétro-géochimie de Monte Amiata

1. Echantillonnage et pétrographie

Trente-six échantillons ont été prélevés dans les différentes unités du volcan de Monte Amiata. Toutes les roches présentent des caractéristiques pétrographiques proches mais montrent des textures différentes suivant les unités et leur mode de mise en place.

D'une manière générale, les roches de Monte Amiata sont très porphyriques. Le plagioclase et la sanidine sont les phénocristaux dominants, suivis de l'orthopyroxène, le clinopyroxène, la biotite, et occasionnellement le quartz. L'oxyde ferro-titané, l'apatite et le zircon sont présents en tant que phases accessoires.

Les roches du BTC

Les roches de la BTC sont des roches de couleur gris clair à rosée de texture très porphyrique (Photos III-D.1). Les phénocristaux ont une taille moyenne d'environ 0.5 à 1 cm et sont généralement cassés ou déformés (Photos III-C.7 de la partie C précédente). La mésostase est vitreuse (Photos III-D.2) à perlitique montrant souvent des structures rubanées (« flow banding structures » ; Photos III-C.7). Le plagioclase et la sanidine sont les phénocristaux les plus abondants suivis par l'orthopyroxène, la biotite, de rares clinopyroxènes et des minéraux accessoires tels que l'apatite, le zircon et des oxydes Fe-Ti.
Dans le BTC, on trouve occasionnellement des inclusions magmatiques arrondies, tandis que les xénolithes métasédimentaires sont assez abondants (Photos III-D.3a). Ces derniers sont préférentiellement concentrés vers le bas de l'unité, leur taille est de l'ordre du centimètre au décimètre, et ils sont généralement de couleur foncée (noirâtre ; Photos III-D.3a) et de forme anguleuse; leur pétrographie a été décrite en détail par Van Bergen et Barton (1984). Ces auteurs définissent ces xénolithes comme des roches finement cristallisées de type cornéennes représentant des fragments de l'auréole de contact dans les sédiments pré-Mésozoïques du socle cristallin toscan et entraînés à la surface par le magma ascendant.

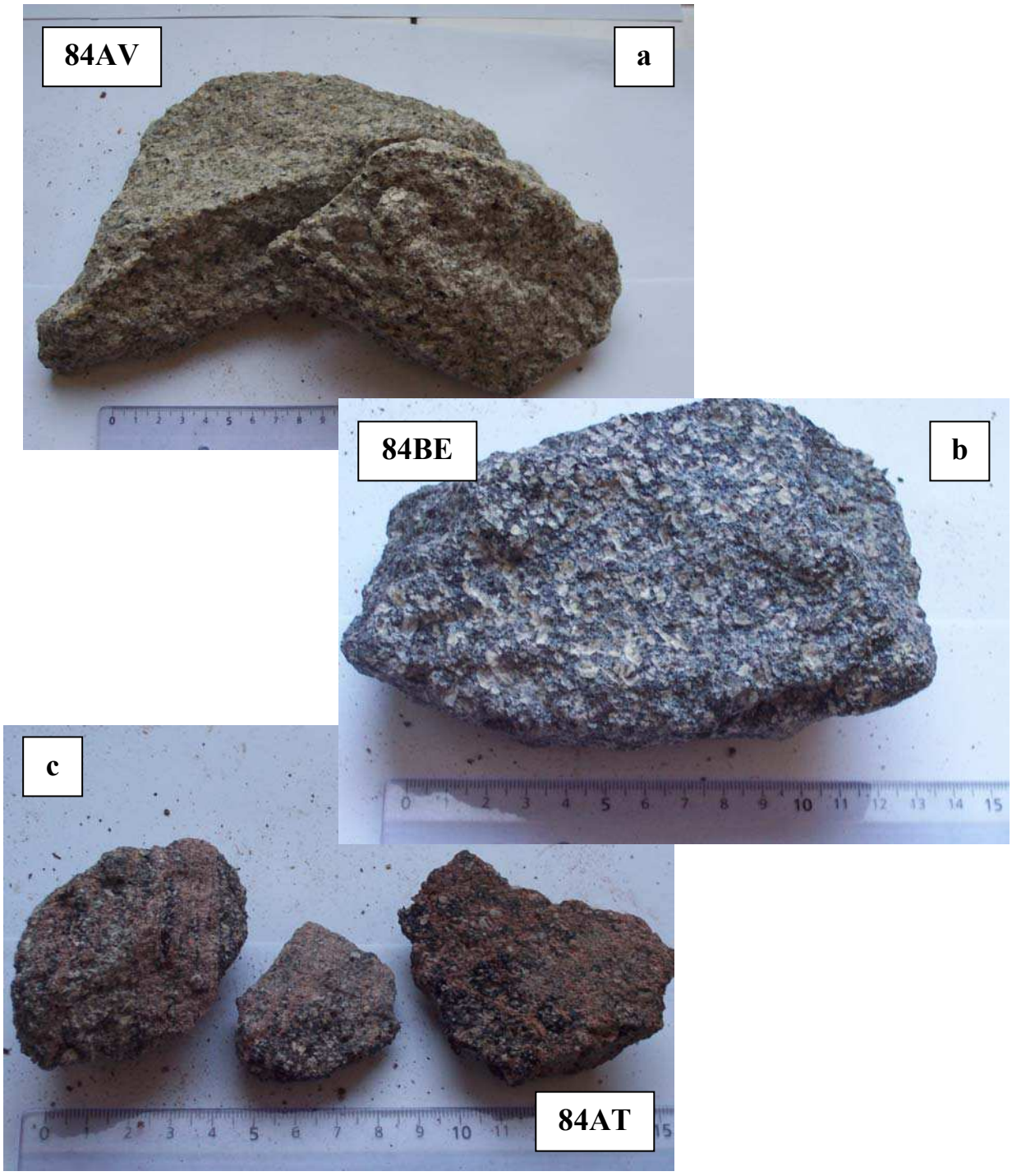
Les roches du DLC

Les roches de la BTC sont des roches de couleur généralement rosâtre et de texture très porphyrique. Les phénocristaux de sanidine sont très abondants et de plus grande taille que ceux trouvés dans le BTC ; ils font en moyenne 3-4 cm et peuvent atteindre jusqu'à 5 cm (Photos III-D.4). Les autres phénocristaux, plus petits, sont le plagioclase, l'orthopyroxène, la biotite, et très rarement le quartz. La mésostase est quant à elle généralement microcristalline

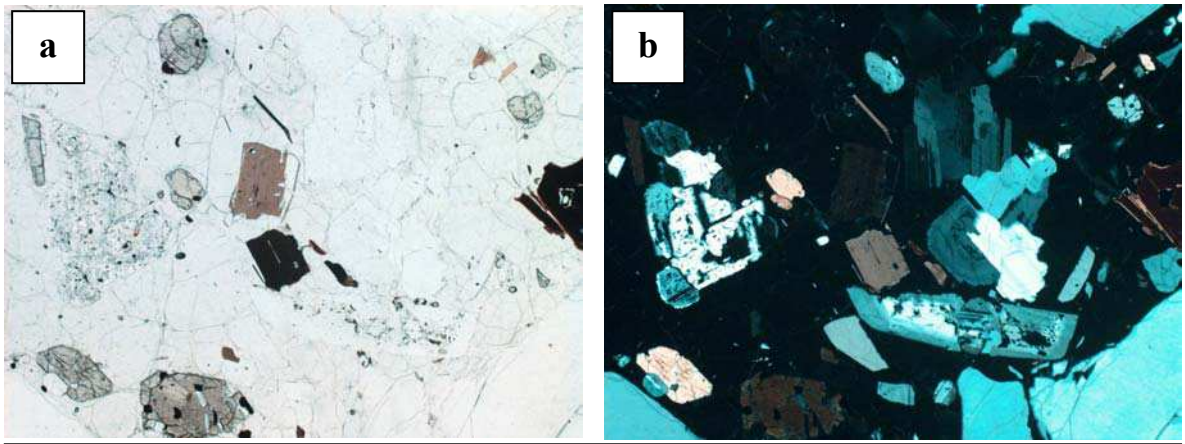
et composée de sanidine, plagioclase et clinopyroxène. Contrairement au complexe basal, le DLC contient de nombreuses enclaves magmatiques et peu de xénolithes métasédimentaires. Les enclaves magmatiques sont caractérisées par une forme arrondie ou lobée et une couleur foncée (gris foncé à rougeâtre), elles peuvent atteindre 70-80 cm (Photos III-D.4). Elles montrent également de nombreuses vésicules de taille pluri-millimétriques (Photos III-D.5). Elles sont généralement microcristallines, aphyriques et par endroits porphyriques (phénocristaux de sanidine). Au microscope, les inclusions magmatiques porphyriques montrent des phénocristaux d'ortho- et clinopyroxène, biotite, sanidine et parfois olivine. Les cristaux de sanidine sont généralement corrodés (Photos III-D.6) et parfois montrent de grandes tailles atteignant 2-3 cm. Pour ces caractéristiques, ce minéral a été considéré comme un xénocristal (Balducci et Leoni, 1981) entraîné par le magma hôte. Des agrégats de pyroxène, plagioclase et biotite sont également trouvés. L'étude pétrographique et chimique détaillée de ces enclaves magmatiques ont conduit Van Bergen et al. (1983) à considérer ces enclaves comme des laves « hybrides » issues d'un mélange magmatique entre le magma rhyodacitique le plus évolué et un liquide basique non présent à Monte Amiata.

Les roches des OLL

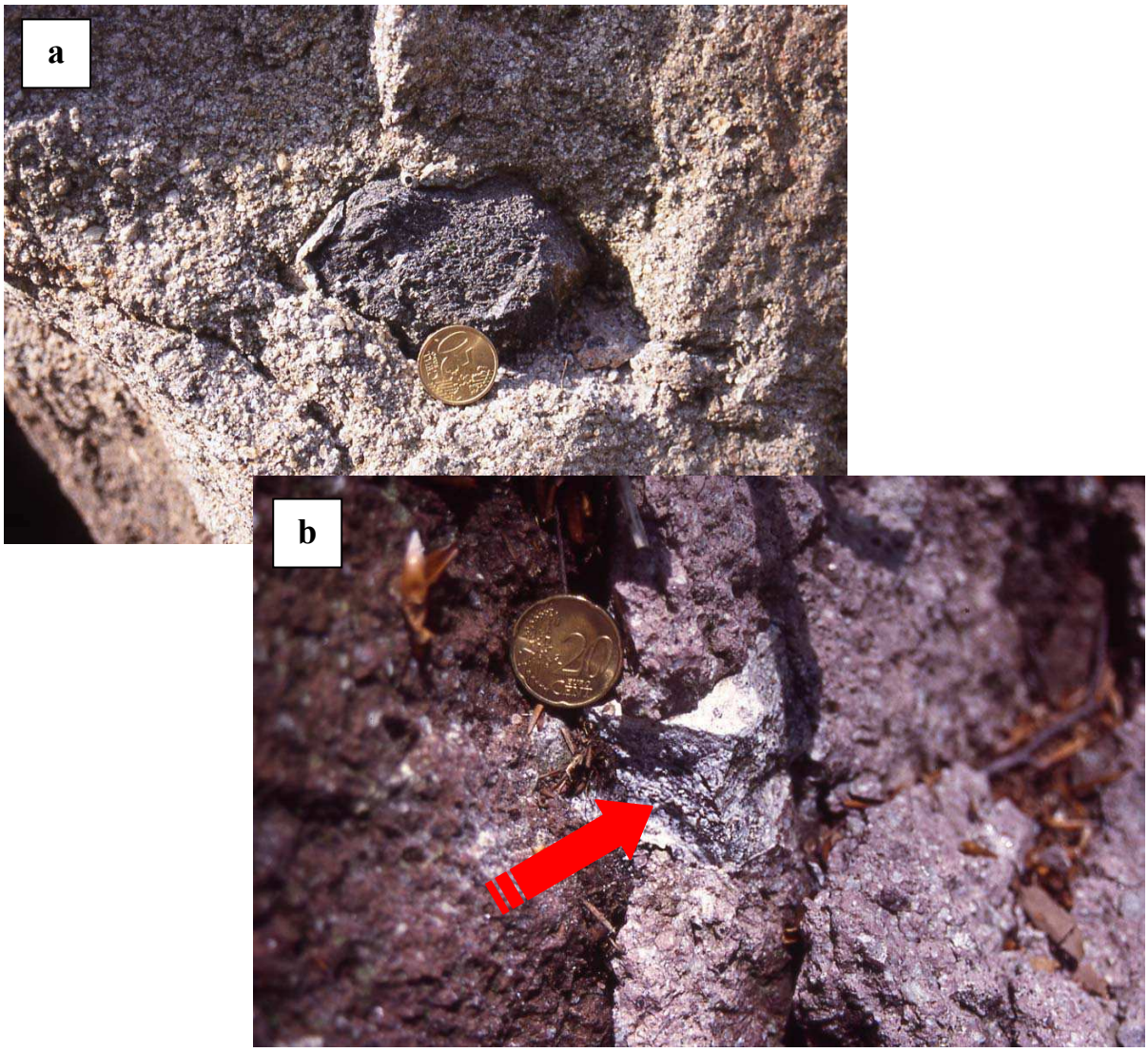
Il s'agit de roches de couleur grise, porphyriques à phénocristaux de taille inférieure au centimètre (Photos III-D.7). Les phénocristaux sont constitués de plagioclases zonés, sanidines, ortho- et clinopyroxènes, biotite, olivine et de très rares xénocristaux de quartz. La mésostase est vitreuse à microcristalline, avec des microlites de plagioclase, sanidine, clinopyroxène et quelques magnetites. De même que pour le complexe de dômes (DLC), les coulées finales contiennent des enclaves magmatiques et quelques xénolithes crustaux.



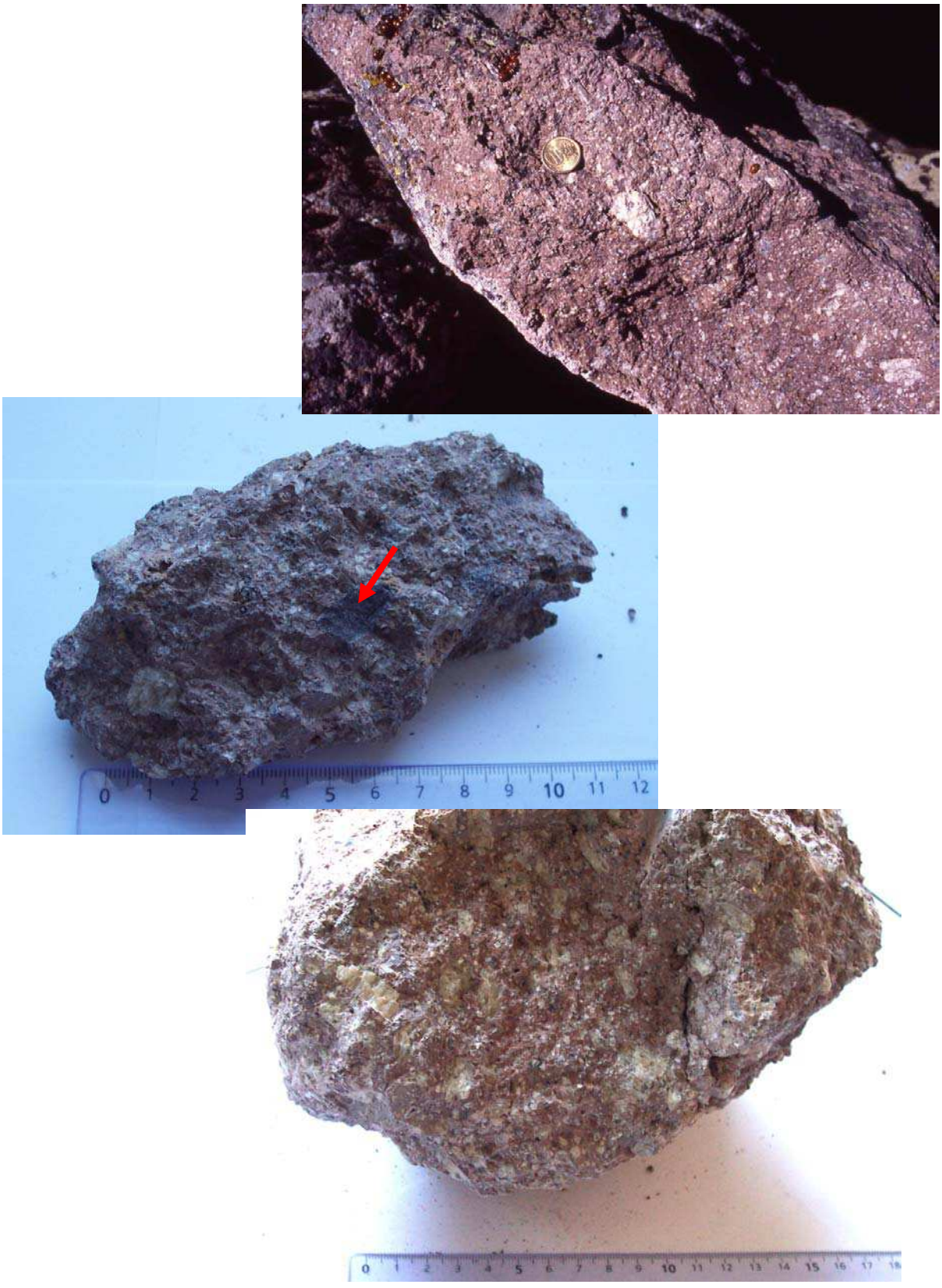
Photos III-D.1 : *Photos d'échantillons prélevés dans la coulée basale (BTC) :* ***(a)*** *à Castel del Piano (unité inférieure du BTC),* ***(b)*** *à Tre Case près de Quaranta (unité supérieure du BTC ; Fig.III-D.1)* ***(c)*** *à Maronetto (unité inférieure du BTC). Voir la Figure III-D.1 pour la localisation géographique de ces échantillons.*



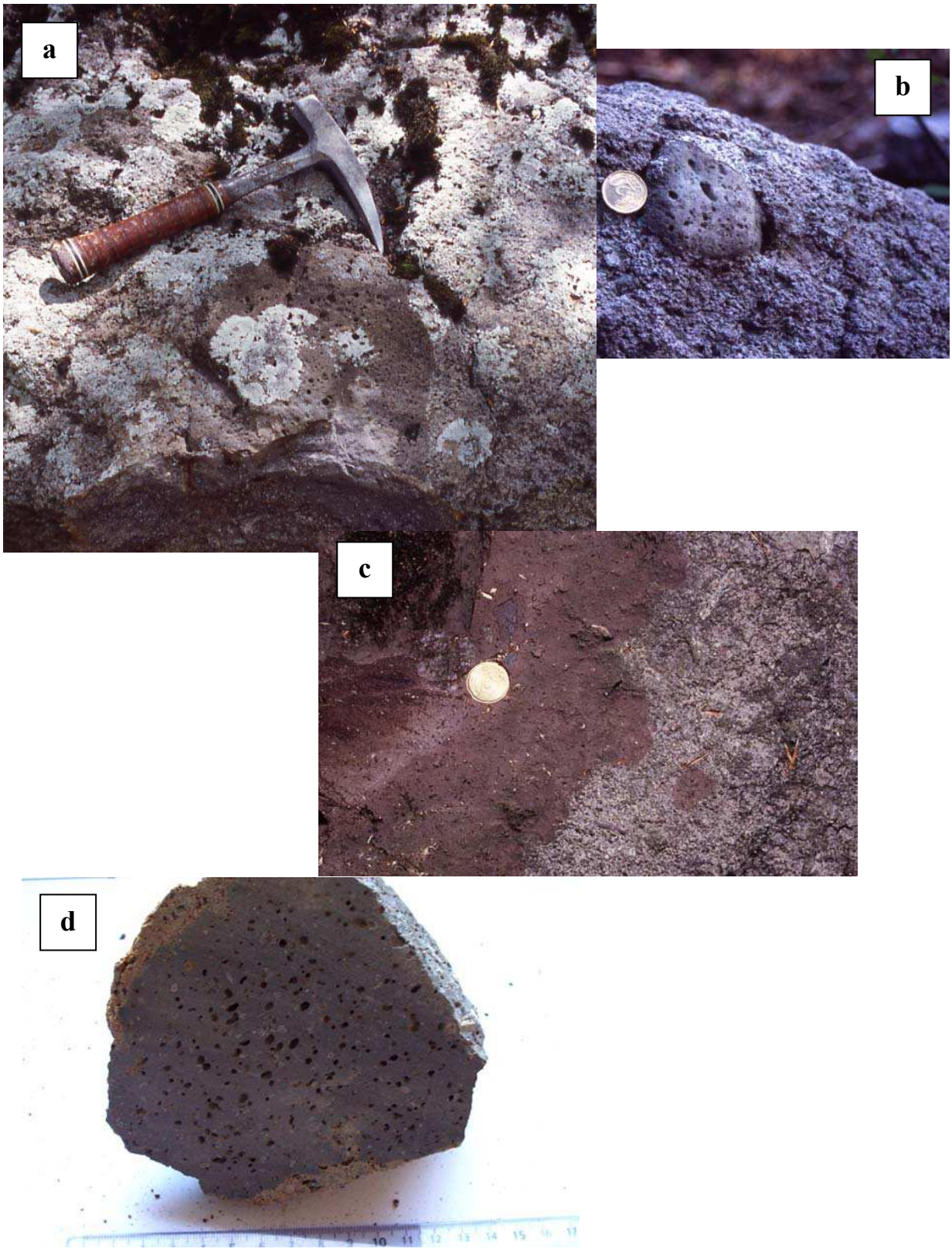
Photos III-D.2 : *Photos de lame mince de l'échantillon 84AV de la coulée basale,* ***(a)*** *en LNA,* ***(b)*** *en LPA. Des cristaux de feldspaths (plus visible en LPA), biotites et pyroxènes baignent dans une matrice vitreuse (noire en LPA).*



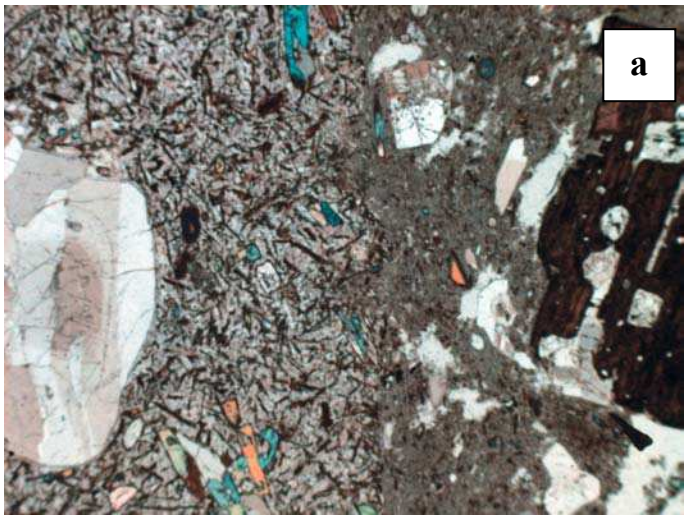
Photos III-D.3 : *Photos d'enclaves métamorphiques :* ***(a)*** *dans la coulée basale (BTC) à Maronetto (Fig. III-D.1)* ***(b)*** *dans l'unité des dômes (DLC) près du sommet du volcan au niveau de Corno di Bellaria (Fig. III-D.1). Il faut tout de même souligner que les enclaves métamorphiques sont beaucoup moins abondantes dans les dômes que dans la coulée basale.*

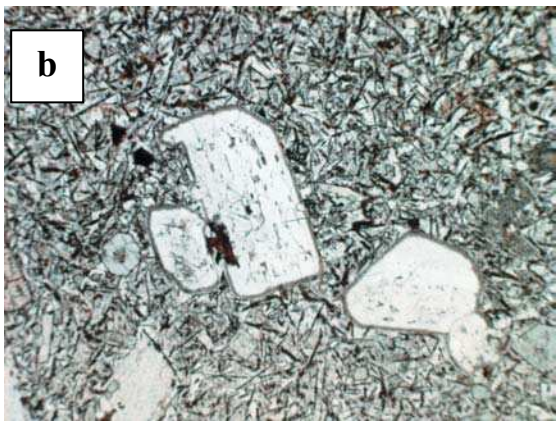


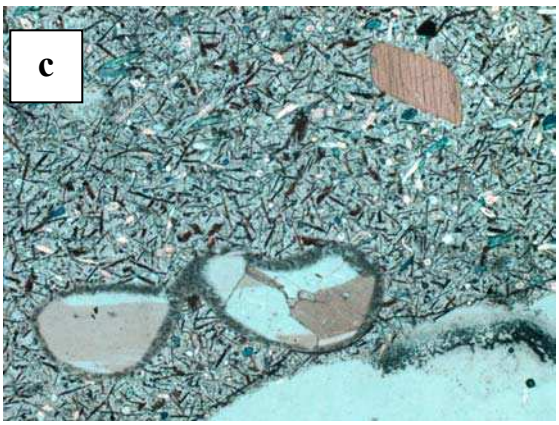
Photos III-D.4: *Photos des roches du DLC (dômes) :* ***(a)*** *in situ, à La Vetta, près du sommet du volcan (Fig. III-D.1)* ***(b)*** *échantillon 84AA (La Vetta ; Fig. III-D.1) dans lequel on peut voir des petites enclaves métamorphiques (flèche rouge), et* ***(c)*** *échantillon 84AH (Prato dell Contessa).*



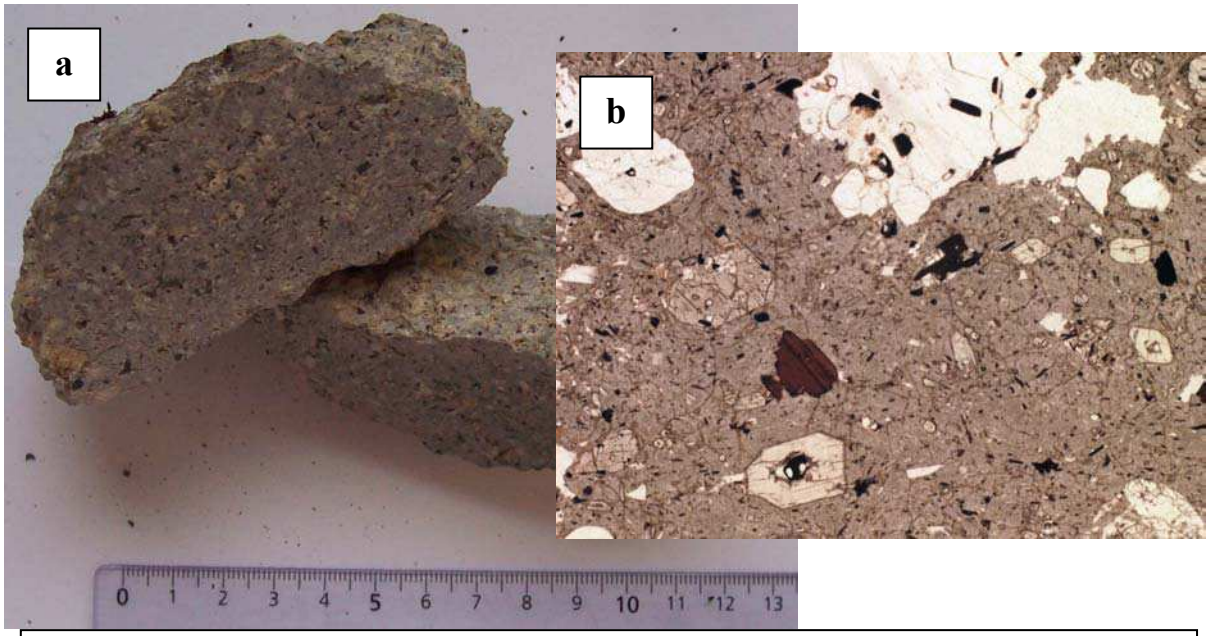
Photos III-D.5 : *Photos des enclaves magmatiques dans le DLC :* ***(a)*** *in situ, près du sommet du volcan,* ***(b)*** *à Poggio della Pescina (Fig. III-D.1),* ***(c)*** *à Poggio Pinzi (Fig. III-D.1) et,* ***(d)*** *photo d'une face sciée de l'échantillon 84AM (Fig. III-D.1) montrant l'abondance des vésicules.*







Photos III-D.6 : *Photos des enclaves magmatiques dans le DLC vues au microscope:* ***(a)*** *contact entre l'enclave 84AD (à gauche du cliché) et la roche hôte (à droite), notez la différence de texture,* ***(b)*** *échantillon 84AD (Fig. III-D.1) et* ***(c)*** *échantillon 84AQ (Fig. III-D.1). Des phénocristaux arrondis, résorbés, entourés d'une bordure réactionnelle baigne dans une matrice finement cristallisée.*



Photos III-D.7 : (a) *échantillon 84AE de la coulée latitique d'Ermeta et,* ***(b)*** *même échantillon vu en lame mince.*

2. Données géochimiques

a) Majeurs et traces

Vingt-quatre échantillons ont été sélectionnés pour l'analyse des éléments majeurs et en trace (Fig. III-D.1) dont :

- 2 échantillons de la petite coulée latitique finale OLL (84AE et 84AF)
- 8 échantillons de l'unité de dômes (DLC)
- 3 échantillons de l'unité supérieure de la coulée basale (Upper BTC)
- 8 échantillons de l'unité inférieure de la coulée basale (Lower BTC)
- et 3 échantillons d'enclaves magmatiques prélevées dans les dômes (ME)

Les mesures ont été effectuées par ICP-AES pour les majeurs et ICP-MS pour les traces, au SARM du CRPG de Nancy. Les résultats sont présentés dans le Tableau III-D.1.

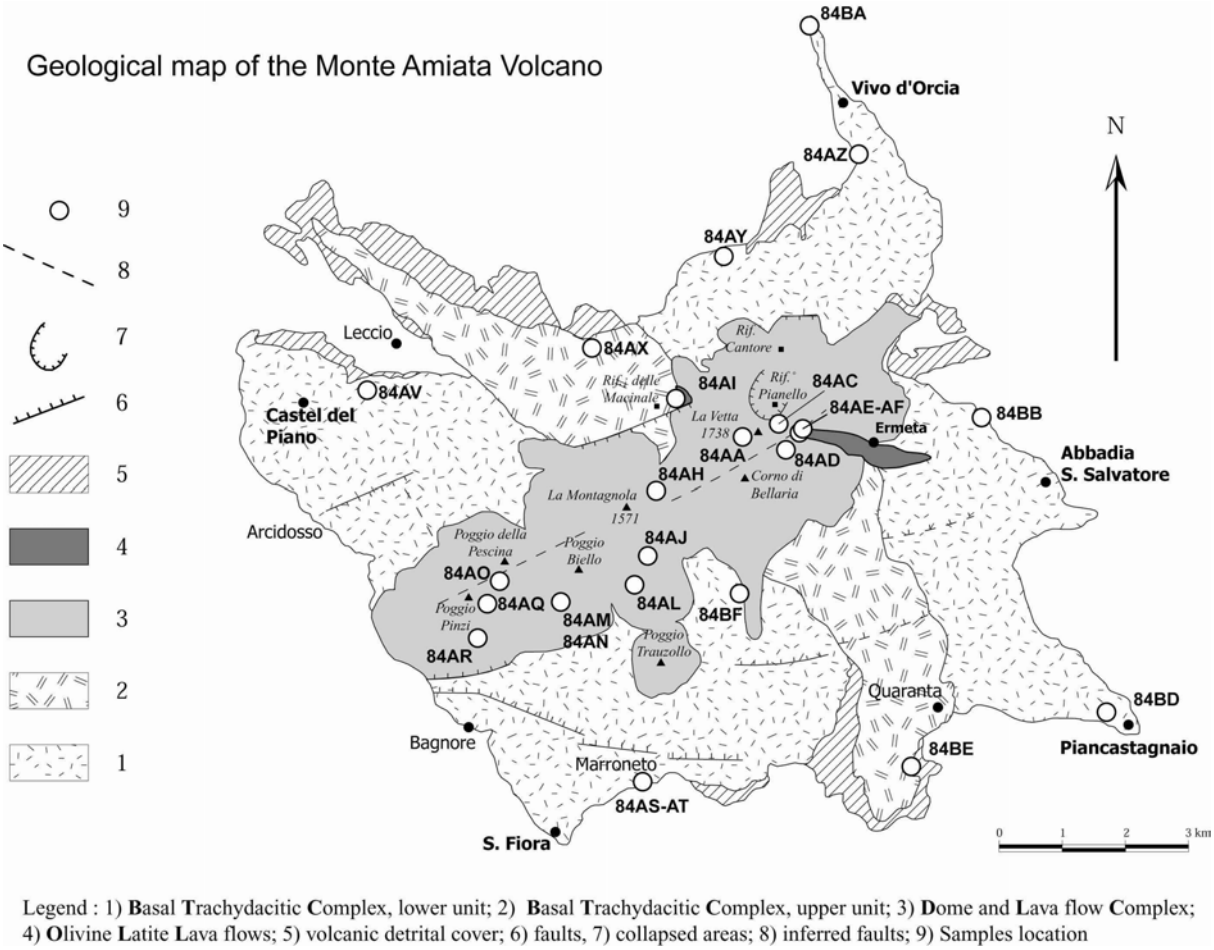


Figure III-D.1: *Carte géologique de Monte Amiata (d'après Ferrari et al., 1996) avec la localisation des échantillons analysés.*

Majeurs

La perte au feu de tous les échantillons est < 3%. De plus, on peut voir, pour les échantillons pour lesquels les teneurs en H_2O^+ (eau de constitution) ont été déterminées, que l'eau d'origine magmatique, comptabilisée dans la valeur de la perte au feu, est présente en quantité non négligeable (0.3 à 1.6%, Tab. III-D.1). Ces données indiquent que les échantillons sélectionnés sont frais.

La quasi-totalité des laves composant le volcan de Monte Amiata (DLC et BTC) sont de composition acide (SiO_2 = 63.6-66.4%, MgO < 2% excepté pour 84AA ; Tab. III-D.1). Seul un petit volume comprenant les coulées finales (OLL) et les enclaves magmatiques (ME) est composé de roches de composition intermédiaire (SiO_2 > 53% et MgO > 2%) : SiO_2 = 61.84-62.74% pour OLL, SiO_2 = 53.76-56.73% pour les enclaves (Tab. III-D.1). Toutes les roches sont riches en potassium (K_2O > 5%), avec K_2O > Na_2O (K_2O/ Na_2O > 2%).

Dans le diagramme de classification TAS (Total Alkali vs. Silica, Fig. III-D.2 ; Le Bas et al., 1986) ont été reportées les données de cette étude ainsi que les données de la littérature. Dans ce diagramme, l'ensemble des roches volcaniques échantillonnées à Monte Amiata se placent suivant une corrélation positive. La majorité des enclaves magmatiques sont des andésites trachybasaltiques mais le champ s'étend aux trachybasaltes et andésites basaltiques d'une part, et aux latites d'autre part. Les coulées finales sont constituées de latites tandis que les dômes évoluent depuis des latites jusqu'aux trachydacites (Quartz normatif > 20% sauf pour 84AA, Tab. III-D.1). Enfin, l'unité basale (DLC) est exclusivement composée de trachydacites (Q normatif > 20% sauf pour 84BA, Tab. III-D.1). Les enclaves magmatiques se distinguent de leurs roches hôtes par leur caractère alcalin, d'après la limite définie par Irvine et Baragar (1971 ; Fig. III-D.1), ainsi que part leur caractère ultrapotassique. En effet, elles remplissent les critères établis par Foley et al. (1987) pour définir une roche comme étant « ultrapotassique » : K_2O > 3% (K_2O = 5.3-5.9%; Tab. III-D.1), K_2O/Na_2O > 2% (K_2O/Na_2O = 3.21-3.23%) et enfin MgO > 3% (MgO = 4.24-4.64%). Cependant, les latites finales s'approchent également des critères des roches ultrapotassiques (K_2O = 5.45-5.72%, K_2O/Na_2O = 2.75-2.87%, mais MgO < 3%). Les enclaves magmatiques d'Amiata présente donc une affinité alcaline ultrapotassique comme la plupart des roches de la Province Romaine voisine.

Les diagrammes d'Harker (Fig. III-D.3) montrent une diminution continue en TiO_2, Al_2O_3, FeO_{tot}, MgO, CaO, P_2O_5 avec l'augmentation de la teneur en SiO_2 alors que Na_2O et K_2O augmentent.

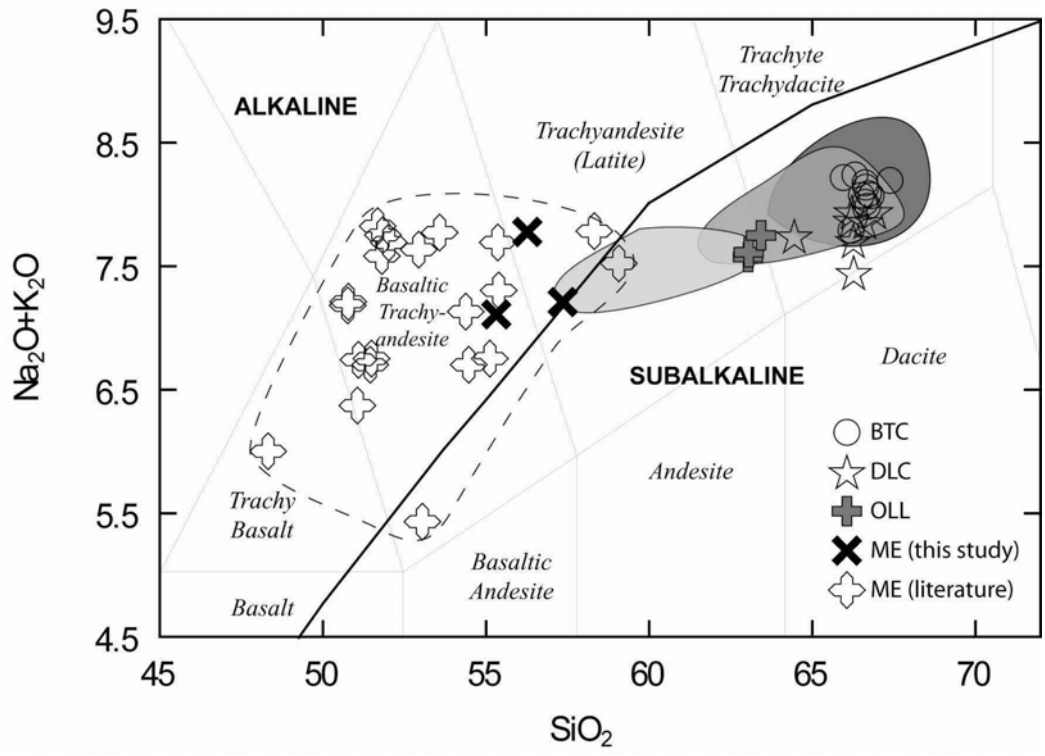


Figure III-D.2: *Diagramme TAS (Total Alkali vs. Silica, Le Bas et al., 1986). Les données de cette étude (symboles) sont reporteés avec les données disponibles dans la littérature (champ gris foncé = DLC ; gris moyen = DLC ; gris clair = OLL). Les tiretés délimitent le champ occupé par les enclaves magmatiques (ME). Source des données de la littérature: Hawkesworth et Vollmer, 1979 ; Poli et al., 1984 ; Van Bergen, 1985, Giraud et al., 1986 ; Rombai et al., 1995 ; Ferrari et al., 1996 ; Conticelli, 1998, Conticelli et al., 2002 ; James, 2004.*

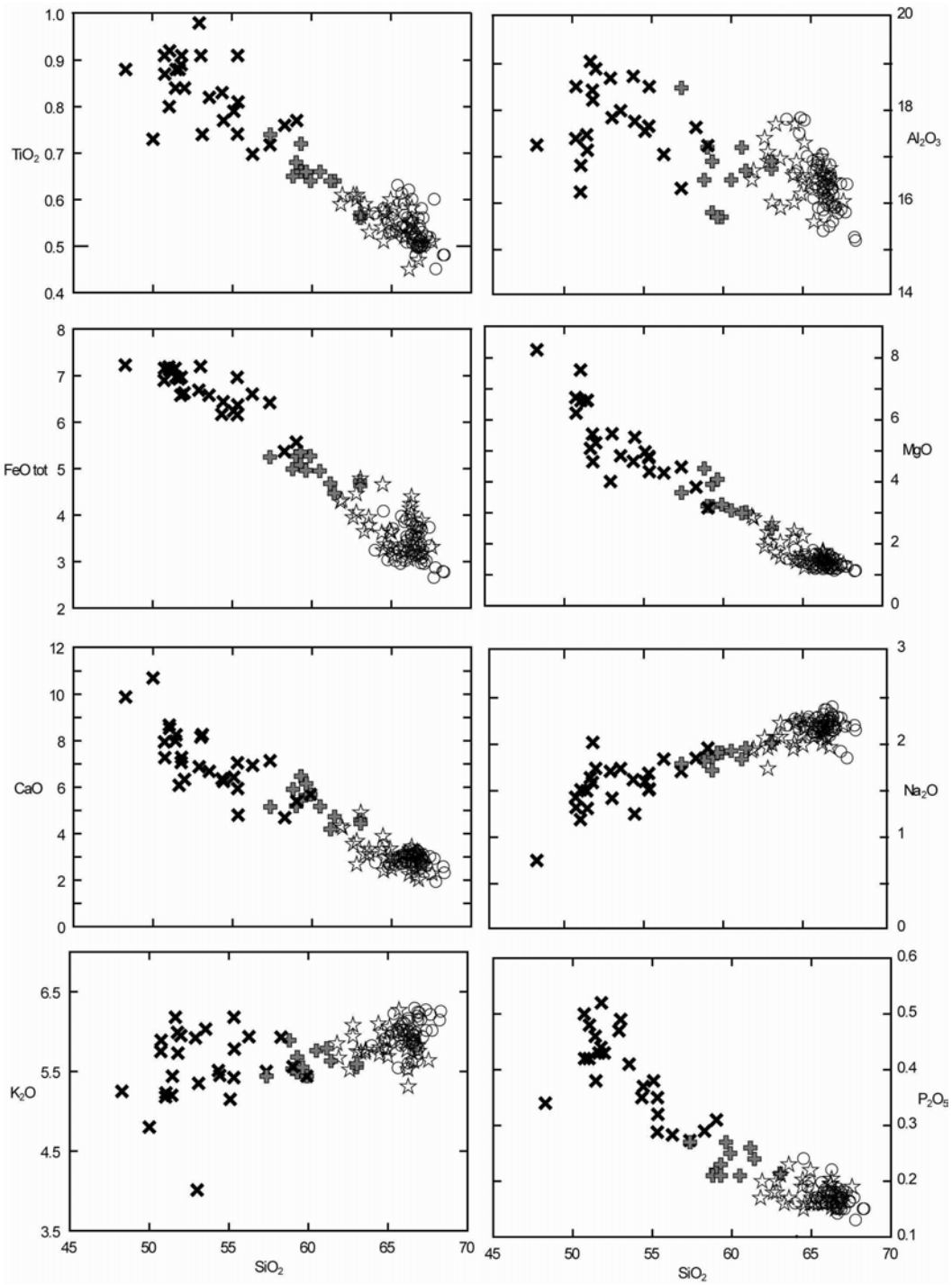


Figure III-D.3 : *Diagrammes d'Harker (variations des éléments majeurs en % oxydes en fonction de SiO_2). Toutes les données disponibles (cette étude et littérature) sont représentées sans distinction pour plus de clarté. Symboles : cf. Fig. III-D.2.*

Table 1a. Major elements analyses of Monte Amiata and Radicofani volcanic rocks

	AMIATA												
Sample	84 AE	84 AF	84 AC	84-AA	84-AH	84-AI	84 AJ	84 AL	84 AN	84-AO	84 AW	84-BE	84-BF
Unit	OLL	OLL	OLL	DLC	DLC	DLC	DLC	DLC	DLC	DLC	upper BTC	upper BTC	upper BTC
SiO_2	61.88	61.84	62.74	63.63	64.90	64.78	64.71	65.94	65.37	64.34	66.01	65.68	65.74
TiO_2	0.56	0.55	0.56	0.57	0.57	0.51	0.54	0.50	0.50	0.54	0.49	0.49	0.51
Al_2O_3	16.59	16.42	15.94	15.81	15.90	15.75	16.29	16.23	16.21	16.12	16.44	16.18	15.78
Fe_2O_3*	4.55	4.64	4.76	4.60	4.31	3.94	4.05	3.83	3.65	4.12	3.49	3.59	3.79
MnO	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05
MgO	2.47	2.45	2.62	2.38	1.74	1.70	1.52	1.41	1.32	1.68	1.20	1.33	1.49
CaO	4.35	4.51	4.88	3.84	2.97	3.36	2.73	2.59	3.18	2.41	3.07	3.03	3.20
Na_2O	1.98	1.98	1.99	1.99	2.08	2.12	2.04	2.14	2.18	1.95	2.25	2.18	2.22
K_2O	5.49	5.45	5.72	5.64	5.20	5.40	5.64	5.67	5.52	5.75	5.74	5.87	5.68
P_2O_5	0.21	0.21	0.21	0.20	0.20	0.15	0.19	0.16	0.15	0.19	0.15	0.16	0.17
LOI	1.77	1.80	0.42	1.17	1.92	2.10	2.11	1.59	1.67	2.70	1.42	1.34	1.25
H_2O^-		0.72	0.46				1.11	0.87	0.54		0.27		
H_2O^+		1.40	0.30				1.03	0.76	1.24		1.30		
Sum	99.91	99.91	99.91	99.89	99.85	99.86	99.87	100.12	99.8	99.86	100.31	99.89	99.88
K_2O/Na_2O	2.77	2.75	2.87	2.83	2.50	2.55	2.76	2.65	2.53	2.95	2.55	2.69	2.56
Na_2O+K_2O	7.47	7.43	7.71	7.63	7.28	7.52	7.68	7.81	7.70	7.70	7.99	8.05	7.90
CIPW norm													
orthoclase	33.06	32.83	33.97	33.76	31.38	32.64	34.09	34.01	33.24	34.97	34.30	35.20	34.03
albite	17.07	17.08	16.92	17.06	17.97	18.35	17.66	18.38	18.80	16.98	19.25	18.72	19.05
anorthite	20.55	20.20	17.76	17.78	13.87	16.24	12.79	12.19	15.29	11.22	14.65	14.42	15.18
diopside	0.26	1.23	4.51	0.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
hypersthène	11.10	10.71	9.52	10.81	9.08	8.60	8.24	7.70	7.25	8.81	6.71	7.17	7.81
quartz	14.94	14.92	14.26	17.21	22.82	20.94	22.13	22.97	21.76	22.41	21.47	20.99	20.86
corundum	0.00	0.00	0.00	0.00	1.91	0.61	2.30	2.20	1.17	2.77	1.23	1.05	0.50
magnetite	1.48	1.51	1.53	1.49	1.40	1.29	1.32	1.24	1.19	1.35	1.13	1.16	1.23
ilmenite	1.08	1.07	1.07	1.10	1.11	0.99	1.05	0.96	0.97	1.06	0.94	0.94	0.98
apatite	0.51	0.51	0.50	0.48	0.48	0.36	0.46	0.38	0.36	0.46	0.36	0.38	0.41
zircon	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.04	0.06	0.06	0.05	0.05
chromite	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

Tableau III-D.1a : *Analyses des éléments majeurs et norme CIPW des roches de Monte Amiata et d'un échantillon de l'édifice voisin de Radicofani.*

Table 1a. continued

	AMIATA											RADICOFANI
Sample	84 AS	84-AV	84-AX	84-AY	84-AZ	84-BA	84-BB	84 BD	84 AD	84-AQ	84 AM	84BH
Unit	lower BTC	lower BTC	lower BTC	lower BTC	lower BTC	lower BTC	lower BTC	lower BTC	ME	ME	ME	
SiO_2	65.50	65.89	66.36	65.82	65.01	65.60	64.67	65.42	56.73	55.64	53.76	52.39
TiO_2	0.52	0.49	0.50	0.49	0.50	0.50	0.52	0.47	0.71	0.69	0.72	0.86
Al_2O_3	16.52	16.08	16.16	15.97	16.62	16.03	16.30	16.22	16.14	16.86	17.16	16.26
Fe_2O_3*	3.84	3.67	3.67	3.70	3.85	3.75	3.19	3.69	6.35	6.53	6.77	6.57
MnO	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05	0.09	0.10	0.10	0.09
MgO	1.32	1.28	1.26	1.37	1.43	1.45	1.53	1.28	4.43	4.24	4.64	7.82
CaO	3.29	3.02	2.22	3.16	2.80	3.21	2.75	3.11	7.06	6.86	6.85	8.38
Na_2O	2.23	2.21	1.89	2.21	2.16	2.21	2.03	2.19	1.69	1.82	1.64	1.84
K_2O	5.47	5.74	6.17	5.82	5.93	5.93	5.70	5.74	5.44	5.87	5.27	3.06
P_2O_5	0.17	0.16	0.16	0.14	0.17	0.16	0.18	0.15	0.27	0.28	0.28	0.27
LOI	1.20	1.28	1.43	1.14	1.72	0.98	2.97	1.56	1.05	1.06	2.76	2.38
H_2O^-	0.31							0.34	0.63		1.56	
H_2O^+	1.02							1.33	0.63		1.58	
Sum	100.12	99.87	99.87	99.87	100.25	99.87	99.88	99.88	99.96	99.95	99.95	99.92
K_2O/Na_2O	2.45	2.60	3.26	2.63	2.75	2.68	2.81	2.62	3.22	3.23	3.21	1.66
Na_2O+K_2O	7.70	7.95	8.06	8.03	8.09	8.14	7.73	7.93	7.13	7.69	6.91	4.90
CIPW norm												
orthoclase	32.68	34.40	37.04	34.83	35.57	35.44	34.76	34.50	32.50	35.08	32.04	18.54
albite	19.08	18.97	16.25	18.94	18.55	18.91	17.72	18.85	14.46	15.57	14.28	15.96
anorthite	15.60	14.35	10.34	15.18	13.18	15.30	13.09	14.93	20.61	20.73	24.59	27.75
diopside	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.92	9.99	7.23	10.65
hypersthène	7.42	7.16	7.11	7.42	7.78	7.65	7.24	7.24	12.83	13.08	16.03	21.97
quartz	21.32	21.57	24.08	20.64	20.43	19.75	22.51	21.01	4.69	1.52	1.58	0.68
corundum	1.29	1.06	2.68	0.55	1.92	0.44	2.21	1.04	0.00	0.00	0.00	0.00
magnetite	1.24	1.19	1.19	1.20	1.25	1.21	1.05	1.20	2.05	2.11	2.22	2.15
ilmenite	1.00	0.94	0.97	0.94	0.96	0.96	1.02	0.91	1.36	1.33	1.41	1.68
apatite	0.41	0.38	0.38	0.34	0.41	0.38	0.44	0.36	0.65	0.67	0.68	0.66
zircon	0.07	0.04	0.05	0.05	0.04	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.04
chromite	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.09

Suite du Tableau III-D.1a : *Analyses des éléments majeurs et norme CIPW des roches de Monte Amiata et d'un échantillon de l'édifice voisin de Radicofani.*

Table 1b. Trace elements analyses of Monte Amiata and Radicofani volcanic rocks

	AMIATA												
Sample	84 AE	84 AF	84 AC	84-AA	84-AH	84-AI	84 AJ	84 AL	84 AN	84-AO	84 AW	84-BE	84-BF
Unit	OLL	OLL	OLL	DLC	DLC	DLC	DLC	DLC	DLC	DLC	upper BTC	upper BTC	upper BTC
As	41.21	45.91	9.38	9.58	16.98	39.71	14.10	22.17	44.16	27.61	41.55	49.60	42.30
Ba	647.50	647.30	665.30	538.90	343.00	415.20	520.10	513.90	479.80	485.60	574.40	561.50	478.50
Be	6.53	8.14	8.22	7.35	7.78	7.89	6.87	6.54	8.40	7.41	8.08	6.90	7.48
Bi	0.52	< L.D.	< L.D.	0.25	0.17	0.23	< L.D.	< L.D.	0.22	0.35	0.51	0.88	0.81
Cd	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Ce	138.60	147.90	143.10	141.90	142.00	138.70	148.10	140.70	139.80	154.90	143.40	137.40	140.10
Co	10.63	11.44	13.06	12.16	9.41	8.64	8.91	8.76	7.43	9.52	6.35	7.17	7.34
Cr	55.69	59.71	70.82	62.43	30.99	35.40	28.43	25.09	26.85	34.46	24.40	24.71	26.76
Cs	32.74	37.69	34.34	24.57	26.01	40.66	10.91	20.57	44.41	8.56	45.01	38.70	39.14
Cu	10.45	15.26	22.40	16.83	11.73	4.95	11.45	15.38	8.72	10.85	5.85	6.54	9.48
Dy	5.34	5.61	5.64	5.59	5.34	5.54	5.31	5.31	5.63	5.98	5.42	5.27	5.34
Er	2.64	2.70	2.79	2.81	2.72	2.78	2.61	2.62	2.82	3.03	2.72	2.65	2.72
Eu	1.63	1.67	1.69	1.52	1.16	1.32	1.35	1.38	1.38	1.41	1.46	1.42	1.30
Ga	20.84	22.02	21.50	21.40	21.56	21.49	22.80	21.77	22.24	21.23	22.08	21.96	20.98
Gd	7.11	7.47	7.71	7.51	6.96	7.18	6.91	6.82	7.19	7.88	7.11	6.82	6.84
Ge	1.60	1.83	1.74	1.71	1.80	1.73	1.87	1.77	1.73	1.74	1.69	1.69	1.55
Hf	6.75	7.31	7.12	7.20	7.49	6.62	7.58	6.99	6.03	7.60	7.78	6.78	6.89
Ho	0.95	0.99	1.00	1.00	0.95	0.99	0.94	0.95	1.02	1.09	0.98	0.96	0.97
In	0.08	0.07	0.07	0.06	0.07	0.08	0.07	0.06	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07
La	68.55	73.94	73.17	68.24	71.13	71.21	72.50	70.91	72.41	77.91	73.90	68.96	69.38
Lu	0.39	0.40	0.40	0.42	0.41	0.40	0.39	0.39	0.40	0.44	0.40	0.38	0.39
Mo	0.91	0.87	0.64	0.84	0.76	0.86	< L.D.	0.76	0.73	0.74	0.67	0.91	0.73
Nb	13.80	14.26	14.11	15.22	16.71	15.11	15.85	14.87	15.18	16.98	14.64	14.61	14.38
Nd	57.62	61.34	61.42	59.03	57.27	58.78	58.66	56.14	59.79	64.26	59.28	55.78	56.79
Ni	18.45	20.83	27.52	23.78	14.46	13.97	14.73	16.03	12.17	17.89	9.20	14.29	12.85
Pb	58.06	60.04	57.63	55.47	57.36	57.26	59.59	62.08	61.34	61.62	62.17	59.39	59.36
Pr	15.71	17.05	16.84	16.20	16.07	16.47	16.68	15.89	16.69	17.95	16.59	15.87	16.01
Rb	319.30	333.20	359.90	372.30	369.30	363.10	338.70	356.80	366.60	330.00	368.90	363.60	361.30
Sb	< L.D.	0.73	0.63	< L.D.	< L.D.	1.02	0.58	0.63	0.97	< L.D.	0.95	< L.D.	1.00
Sm	10.13	10.93	10.86	10.65	10.28	10.52	10.39	10.00	10.53	11.46	10.25	9.99	9.94
Sn	9.08	10.04	8.60	8.81	10.75	10.54	11.04	11.88	11.62	11.57	11.10	10.59	10.62
Sr	463.70	484.90	522.50	394.80	281.50	336.90	329.00	319.70	368.90	292.40	379.90	365.80	344.70
Ta	1.39	1.42	1.33	1.52	1.70	1.55	1.65	1.56	1.58	1.74	1.57	1.54	1.58
Tb	1.00	1.06	1.06	1.04	1.02	1.04	0.99	0.98	1.05	1.13	1.02	0.99	1.00
Th	37.17	41.93	38.93	38.57	43.38	38.38	45.68	44.47	44.12	45.58	43.52	39.33	39.69
Tm	0.37	0.40	0.39	0.41	0.41	0.40	0.38	0.38	0.41	0.44	0.40	0.38	0.39
U	9.51	11.03	9.91	9.70	11.20	10.43	8.85	10.92	11.73	10.79	11.38	10.25	10.28
V	65.38	74.68	80.34	73.95	58.72	52.71	46.12	45.23	46.76	51.05	42.10	40.77	44.81
W	5.87	6.00	5.50	5.63	7.16	7.27	3.40	6.06	7.39	4.38	7.34	7.23	7.66
Y	27.24	29.46	31.57	28.39	27.19	29.84	27.64	27.82	30.86	32.42	29.14	27.90	28.24
Yb	2.51	2.60	2.59	2.74	2.70	2.62	2.55	2.57	2.69	2.90	2.65	2.56	2.62
Zn	57.68	62.11	68.55	60.48	58.49	58.50	63.50	56.41	54.85	61.09	57.35	54.30	55.64
Zr	242.90	267.00	272.80	268.00	264.60	242.40	276.30	247.60	211.90	277.70	306.50	235.10	237.50

Tableau III-D.1b : *Analyses des éléments en trace des roches de Monte Amiata et d'un échantillon de l'édifice voisin de Radicofani.*

Table 1b. continued

	AMIATA											RADICOFANI
Sample	84 AS	84-AV	84-AX	84-AY	84-AZ	84-BA	84-BB	84 BD	84 AD	84-AQ	84 AM	84BH
Unit	lower BTC	lower BTC	lower BTC	lower BTC	lower BTC	lower BTC	lower BTC	lower BTC	ME	ME	ME	
As	41.36	39.94	12.07	40.52	32.37	40.29	8.62	40.47	15.52	10.02	20.64	5.92
Ba	510.40	507.00	561.70	528.40	505.00	604.10	572.60	547.70	817.10	755.30	780.60	551.10
Be	8.67	7.25	6.89	7.36	6.36	7.09	5.88	8.24	7.32	7.04	7.55	4.19
Bi	0.67	0.59	0.05	0.60	0.49	0.53	1.11	0.52	< L.D.	0.18	0.20	0.08
Cd	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Ce	139.90	132.70	147.50	137.80	116.00	140.70	143.90	135.60	141.00	144.90	146.00	92.79
Co	7.76	6.82	7.13	8.07	5.91	7.58	9.02	7.31	18.92	19.30	22.40	29.13
Cr	25.14	24.64	24.28	26.37	22.19	30.73	53.91	24.84	133.30	73.07	120.50	429.60
Cs	44.11	39.58	29.70	39.27	32.60	39.84	34.12	43.09	18.69	6.83	18.09	9.44
Cu	11.14	7.13	10.55	9.71	4.87	9.85	10.27	10.41	34.81	23.62	35.70	36.22
Dy	5.53	5.16	5.51	5.29	4.51	5.42	5.57	5.31	5.74	5.76	5.91	3.96
Er	2.82	2.59	2.76	2.61	2.30	2.70	2.63	2.64	2.67	2.73	2.78	2.02
Eu	1.46	1.33	1.35	1.35	1.26	1.45	1.62	1.46	2.11	2.15	2.18	1.68
Ga	22.78	21.21	20.53	22.20	18.28	22.25	22.08	22.15	19.38	20.66	21.68	18.49
Gd	7.20	6.70	7.13	6.86	5.83	6.89	7.32	6.74	8.21	8.22	8.63	5.35
Ge	1.75	1.65	1.69	1.82	1.45	1.75	1.77	1.83	1.76	1.63	1.81	1.66
Hf	8.38	6.13	7.42	6.83	5.79	7.58	7.32	6.76	6.90	7.15	7.21	5.57
Ho	1.00	0.95	1.00	0.94	0.83	0.97	0.98	0.95	0.98	1.01	1.04	0.72
In	0.08	0.08	0.07	0.09	0.07	0.10	0.06	0.08	0.08	0.08	0.09	0.06
La	72.61	67.26	72.03	69.39	58.00	70.59	71.97	68.64	67.21	74.29	73.86	41.39
Lu	0.41	0.39	0.40	0.38	0.34	0.39	0.37	0.39	0.38	0.39	0.39	0.30
Mo	0.73	0.88	0.71	0.70	0.71	0.71	0.70	0.63	1.09	0.84	0.79	0.67
Nb	15.71	14.60	15.28	14.89	12.42	14.81	14.40	14.50	12.99	14.14	14.08	11.85
Nd	58.60	54.53	58.66	56.11	47.93	57.20	60.35	55.69	62.89	67.27	67.68	45.22
Ni	11.16	19.63	13.33	19.20	11.66	13.36	20.20	9.27	48.33	33.92	39.51	129.40
Pb	61.60	58.80	62.61	59.20	51.25	60.26	57.25	59.96	51.43	51.53	51.77	25.32
Pr	16.43	15.23	16.39	15.54	13.28	16.09	16.54	15.60	16.92	17.98	18.03	11.61
Rb	362.10	360.20	389.70	371.40	305.50	382.40	374.80	361.70	326.10	333.70	294.70	180.20
Sb	0.90	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0.95	0.42	< L.D.	0.29	< L.D.
Sm	10.36	9.49	10.30	9.82	8.45	10.02	10.69	9.87	11.78	11.90	12.19	7.84
Sn	11.06	10.29	11.26	10.46	8.58	10.26	8.99	10.80	6.74	5.52	6.85	3.53
Sr	383.60	353.70	314.60	370.00	318.80	404.40	351.60	377.50	696.50	745.30	662.70	310.60
Ta	1.60	1.55	1.62	1.55	1.27	1.52	1.47	1.52	1.06	1.08	1.12	0.93
Tb	1.05	0.97	1.03	0.98	0.84	1.00	1.05	0.99	1.11	1.12	1.15	0.74
Th	42.67	37.48	40.73	38.38	30.89	38.59	38.28	40.92	36.61	32.00	36.21	24.09
Tm	0.42	0.39	0.42	0.39	0.34	0.39	0.38	0.38	0.37	0.38	0.40	0.30
U	11.38	9.96	10.71	10.09	8.11	10.08	9.46	10.96	9.25	7.55	8.36	4.71
V	46.14	42.09	42.17	44.64	36.62	46.85	56.53	42.90	132.00	123.40	140.60	171.90
W	7.14	7.38	8.25	7.30	5.99	7.34	5.88	7.09	6.74	4.98	3.80	2.27
Y	29.91	28.43	29.37	28.83	24.54	28.90	28.10	28.10	29.04	31.24	31.51	21.27
Yb	2.78	2.56	2.64	2.56	2.23	2.62	2.55	2.55	2.44	2.52	2.61	1.94
Zn	64.19	53.70	52.05	56.07	45.24	59.38	51.35	58.04	72.69	74.14	78.09	60.96
Zr	337.10	220.90	268.00	248.60	213.40	286.70	273.70	248.60	270.00	289.90	287.60	216.70

Suite du Tableau III-D.1b : *Analyses des éléments en trace des roches de Monte Amiata et d'un échantillon de l'édifice voisin de Radicofani.*

Traces

Les diagrammes de variation des éléments en trace (Fig. III-D.4) montrent une corrélation négative de Co, V (non montrées), Ni, Cr et Sr en fonction de SiO_2. Les enclaves magmatiques sont les plus riches en ces éléments tandis que les roches plus évoluées du DLC et BTC en sont appauvries.

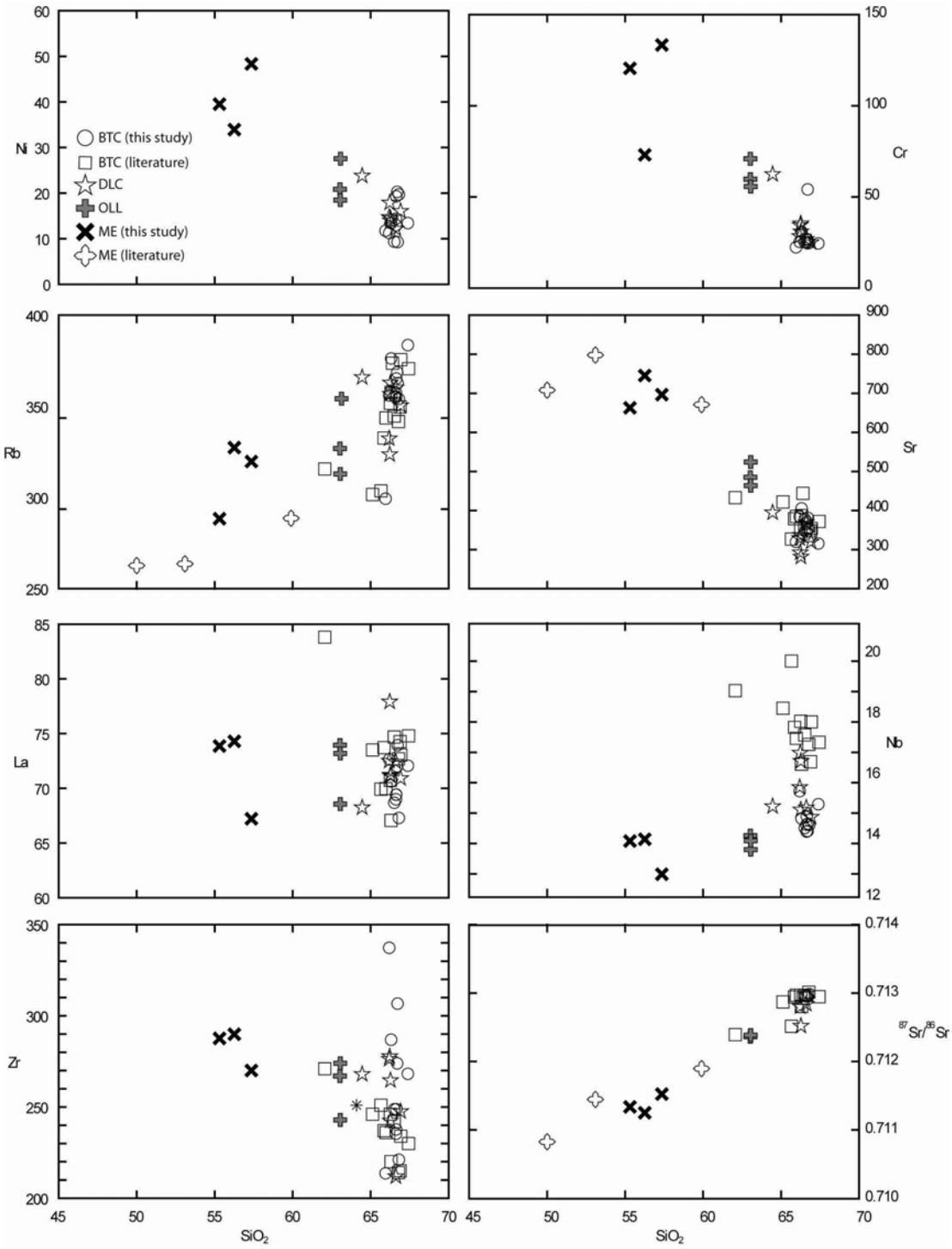


Figure III-D. 4 : *Diagrammes de variation des éléments en trace en fonction de la teneur en silice.*

Les TR telles que La et les HFSE (e.g., Nb, Zr) ont des comportements variables suivants les cas. La semble rester relativement constant lorsque SiO_2 augmente, la teneur en Nb augmente vers les termes les plus différenciés et au sein de ceux-ci les teneurs sont variables. Pour le Zr, cela est moins clair, il semble que Zr diminue des enclaves aux latites finales, tandis que les roches les plus acides du BTC affichent des teneurs très variables en Zr. Enfin, le diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. SiO_2 met en évidence une corrélation positive entre la composition isotopique en Sr des roches et leur degré d'évolution.

La Figure III-D.5 présente des diagrammes opposant des éléments incompatibles à Th (incompatible) et un rapport d'éléments incompatibles (Nb/Ta) versus $^{87}Sr/^{86}Sr$. Ta (HFSE) vs. Th montre une légère corrélation positive, alors que La (TR) est relativement constant. Les rapports d'éléments incompatibles de comportements voisins tels que La/Y (non montré) ou Nb/Ta (Fig. III-D.5) sont constants. On note toutefois que les enclaves ont un rapport Nb/Ta sensiblement plus élevé que les autres roches. Le rapport Th/Ta montre quant à lui une corrélation négative avec le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$. Les enclaves magmatiques ont le plus haut rapport Th/Ta et le plus bas $^{87}Sr/^{86}Sr$, ces deux rapports évoluent ensuite en sens inverse vers les latites finales, les dômes puis les trachydacites basales (Fig. III-D.5).

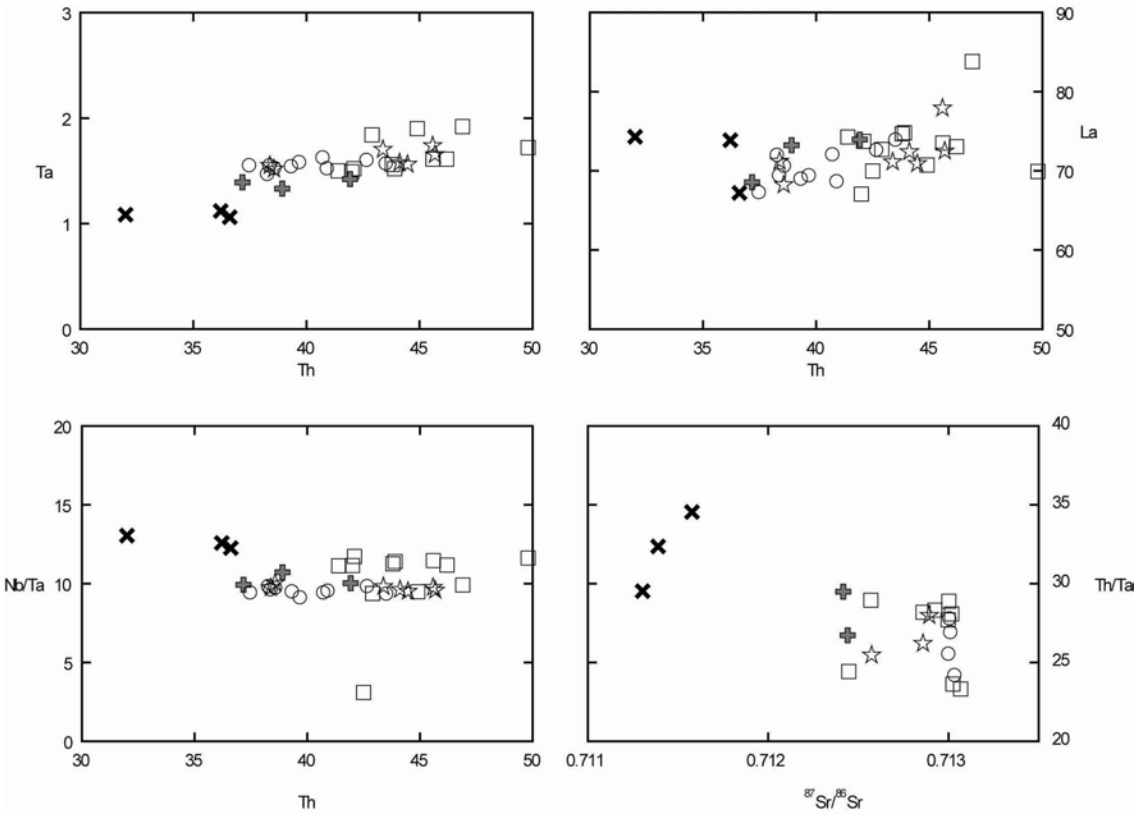


Figure III-D. 5: *Diagrammes d'éléments incompatibles vs. Th et, Th/Ta vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$.*

Toutes les roches des différentes unités d'Amiata, enclaves comprises, présentent des spectres de Terres Rares et multi-éléments similaires (Fig. III-D.6). Il n'y a pas de différences suivant le degré de d'évolution des roches, néanmoins, les enclaves (andésites trachybasaltiques) représentant les liquides les moins évolués, ont des anomalies négatives légèrement plus faibles en Eu, Sr, P et Ti que les autres roches. L'ensemble des roches présente un enrichissement en éléments les plus incompatibles (Terres Rares légères et Cs, Rb, K, Th, U), une anomalie négative très prononcée du couple d'HFSE Nb-Ta, ainsi que des anomalies négatives en Ba, Sr, P et Ti.

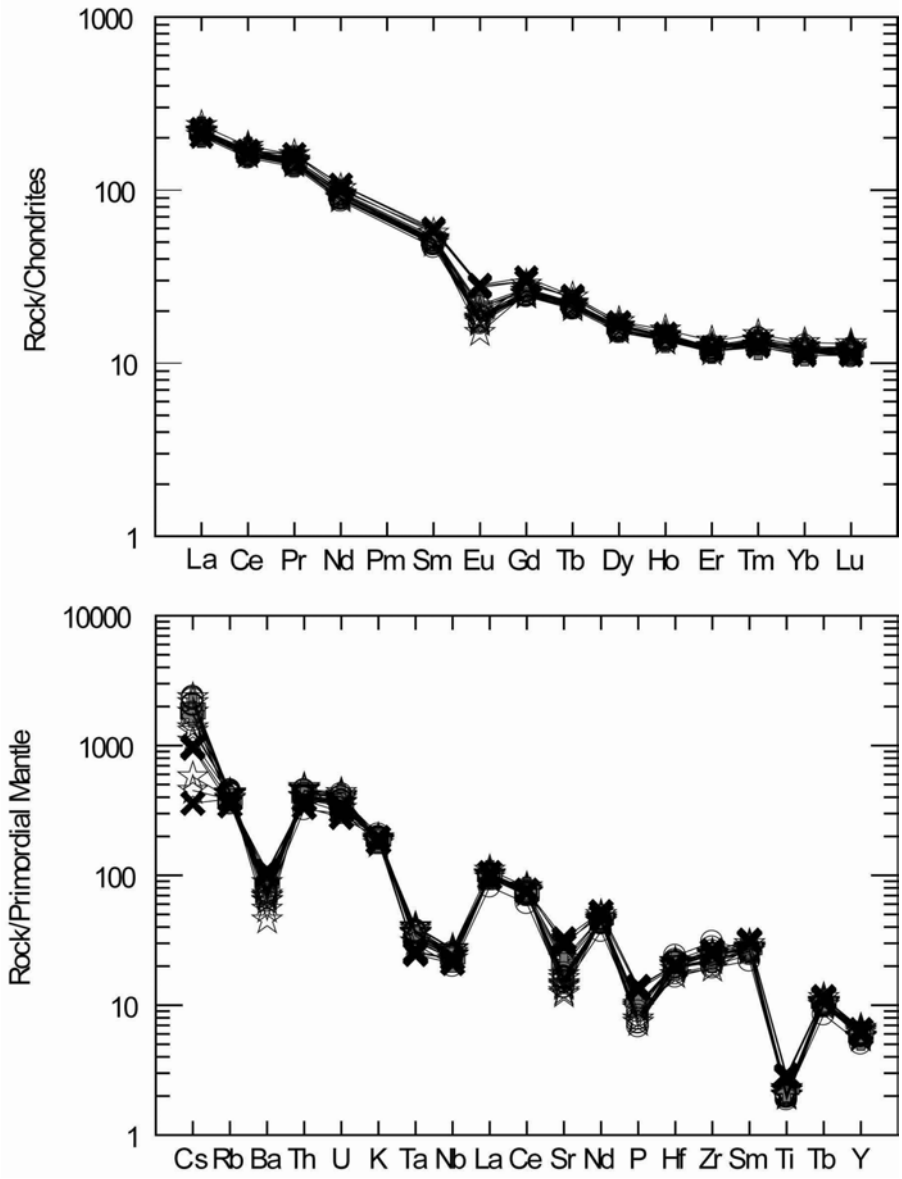


Figure III-D.6 : *Spectre de Terres Rares normalisées aux chondrites (Nakamura, 1974) et diagramme multi-éléments normalisés au manteau primitif (Wood, 1979).*

b) Isotopes Sr-Nd-Pb

Douze échantillons représentatifs de chaque unité du volcan de Monte Amiata ont été choisis pour la mesure des rapports isotopiques du Sr, Nd et Pb (Tableau III-D.2).

La préparation chimique des échantillons pour les rapports du Sr et Nd a été effectuée en Salle blanche du Laboratoire de Géochimie Isotopique de l'IUEM (UBO, Brest). Pour chaque échantillon, environ 80 mg de poudre de roche fût lessivé (« leaché ») à l'HCl 2.5N à chaud (80°C) durant une heure, afin de se débarasser d'éventuelles phases d'altération. Trois leachates (produits du lessivage) ont été séparés et mesurés suivant les mêmes procédures que les échantillons. Les roches ont ensuite subi une attaque chimique dans un mélange de HNO_3 et de HF concentrés distillés dans un becher Haute Pression assurant la dissolution complète des roches acides dans lesquelles on peut trouver des minéraux accessoires tels que les zircons très difficiles à dissoudre sous pression normale. Après 48h sur plaque chauffante à 110°C et évaporation complète, le résidu sec est repris successivement avec HCL 6N et HCl 2.5N et après centrifugation, est prêt pour l'élution du Sr et des Terres Rares (TR) sur colonnes cationiques AG50X8 à résine échangeuse d'ions. Pour ces roches, très riches en Rb (Rb = 295-370 ppm), comme c'est le cas pour toutes les roches étudiées dans cette thèse, le profil d'élution standard a été légèrement modifié et 2 passages sur colonnes au lieu d'un ont été nécessaires, ceci afin de se débarrasser au maximum du Rb qui, en trop grande quantité, risque de faire échouer la mesure en saturant le spectromètre. Les TR récupérées sont passées sur des colonnes en téflon à molécule HDEHP afin d'extraire le Nd. Le Sr et le Nd ainsi séparés sont déposés respectivement sur filaments de Tungstène (W) et Rhénium (Rh) préalablement dégazés. Les compositions isotopiques en Sr et Nd ont été mesurées sur le spectromètre de masse Thermoquest TRITON (IUEM-UBO, Brest) en mode statique. Les rapports mesurés furent corrigés du fractionnement de masse avec une valeur de 8.375209 pour $^{88}Sr/^{86}Sr$ et 0.721903 pour $^{146}Nd/^{144}Nd$. Durant les mesures, les standards NBS SRM987 et La Jolla Nd valaient: 0.710250 ± 9 (moyenne sur 36 valeurs) et 0.511850 ± 7 (50 valeurs). Des duplicats (poudres séparées du même échantillon) ont été préparés et mesurés dans les mêmes conditions que les autres échantillons.

La préparation chimique pour la mesure des rapports isotopiques du Pb a été quant à elle effectuée dans la Salle blanche du Laboratoire de Géologie de l'ENS Lyon. Environ 200 mg d'échantillon fût pesé et leaché avec HCL 6N distillé par étapes, alternant successivement passage sur plaque chauffante à 120°C et bains à ultrasons durant 20, 10 puis 5 minutes. Le résidu du lessivage subit une attaque chimique dans un mélange HNO_3* +HF** durant 48h à

120°C. Les résidus secs sont repris avec HCl 6N puis HBr ultrapur. Après centrifugation, le surnageant est chargé sur colonne anionique de 50mL AG1x8 200-400 mesh. Deux passages successifs sur colonnes ont été effectués afin d'assurer une séparation rigoureuse du Pb et optimiser ainsi l'acquisition au spectromètre de masse. Les compositions isotopiques du Pb ont été mesurées avec l'ICP-MS à multicollecteur VG "Plasma54" de l'ENS Lyon selon la technique décrite par White et al. (2000) utilisant l'ajout d'un spike de Tl afin de corriger les rapports mesurés du fractionnement de masse. Durant l'acquisition, le standard NBS 981 a été mesuré tous les deux échantillons, lesquels furent ensuite normalisés à ce standard par interpolation en utilisant les valeurs données par Todt et al. (1996). Des mesures répétées du standard Pb de l'ENS, ENSL-98B (mélange des standards NBS 981 et 982), ont montré que la reproductibilité des mesures sur les rapports $^{208}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ et $^{206}Pb/^{204}Pb$ est respectivement de 430, 400 et 350 ppm soit 0.043%, 0.040% et 0.035% (Blichert-Toft et al., 2005).

Table 2. Sr-Nd-Pb isotopic data of Monte Amiata and Radicofani volcanic rocks.

Sample	$[^{87}Sr/^{86}Sr]_t$	±2σ	$[^{87}Sr/^{86}Sr]_0$	$[^{143}Nd/^{144}Nd]_0$	±2σ	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
AMIATA								
Mafic enclaves								
84AD	0.711584	4	0.711578	0.512088	3	18.730	15.679	39.003
84AM	0.711395	5	0.711390	0.512090	4	18.731	15.678	39.002
84AM dup	0.711402	9	0.711397	0.512099	2	18.724	15.671	38.978
84AQ	0.711309	6	0.711304	0.512096	3	18.733	15.678	39.000
Final latites								
84AE	0.712449	5	0.712441	0.512087	3	18.721	15.678	38.992
84AF	0.712425	2	0.712417	0.512089	5	18.723	15.680	38.999
Domes								
84AH	0.712590	6	0.712574	0.512096	7	18.721	15.681	39.003
84AH dup	0.712588	6	0.712572	0.512097	3			
84AN	0.712906	14	0.712894	0.512102	8	18.718	15.681	39.003
84AN dup	0.712910	8	0.712898					
84AO	0.712873	7	0.712859	0.512096	10	18.716	15.677	38.994
84AO dup				0.512104	8			
Basal Complex								
84AV	0.713047	6	0.713035	0.512082	7	18.716	15.676	38.987
84AW	0.713019	11	0.713007	0.512107	5	18.712	15.674	38.980
84BD	0.713024	6	0.713012	0.512088	5	18.716	15.677	38.991
84BE	0.713013	5	0.713001	0.512096	5	18.714	15.674	38.977
RADICOFANI								
84BH	0.713506	4	0.713476	0.512147	5	18.694	15.680	39.017
84BH dup				0.512147	4			

Tableau III-D.2 : *Composition isotopiques en Sr, Nd, et Pb des roches de Monte Amiata et d'un échantillon de l'édifice voisin de Radicofani.*

Les rapports isotopiques initiaux du Sr ont été calculés à partir des rapports mesurés en prenant un âge moyen de 0.3 Ma. Les rapports ($^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ de cette étude varient de 0.711304 ±6 à 0.713035 ±6. Les rapports les plus bas sont ceux des enclaves magmatiques (0.711304 ±6 à 0.711578 ±4), les plus élevés sont ceux des trachydacites basales (0.713001 ±5 à 0.713035 ±6). De manière générale, on observe une augmentation des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ avec le degré d'évolution des roches (Fig. III-D.4) :

- de l'ordre de 0.711 dans les enclaves,
- 0.712 dans les latites finales et les dômes (0.7124 pour les latites et 0.7126-0.7129 pour les laves plus évoluées des dômes)
- et enfin, 0.713 dans la formation trachydacitique basale.

Contrairement aux rapports isotopiques du Sr, les rapports du Nd ne montrent pas de variations d'une unité à l'autre. Les rapports sont très homogènes : $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512082 ±7 – 0.512107 ±5 (Tab. III-D.2).

Il en va de même pour les rapports isotopiques du Pb. Cette étude fournit les premières données en Pb sur les enclaves et les dômes de Monte Amiata (Tab. III-D.2). Les mesures effectuées sur les différentes unités montrent une homogénéité de la composition isotopique du Pb sur l'ensemble de l'édifice: $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 18.712-18.733, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.671-15.681 et $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 38.977-39.003 (Tab. III-D.2).

Dans les diagrammes, $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $^{143}Nd/^{144}Nd$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Fig. III-D.7a et b) les enclaves magmatiques se situent dans le champ de la Province Magmatique Romaine (PMR) alors que les roches hôtes (BTC, DLC et OLL) se placent dans le champ de la Province Magmatique Toscane (PMT) à laquelle Monte Amiata a été rattaché. Reportés dans les digrammes $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ et $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Fig. III-D.7c et d), tous les échantillons se placent dans une zone où PMR et PMT se chevauchent.

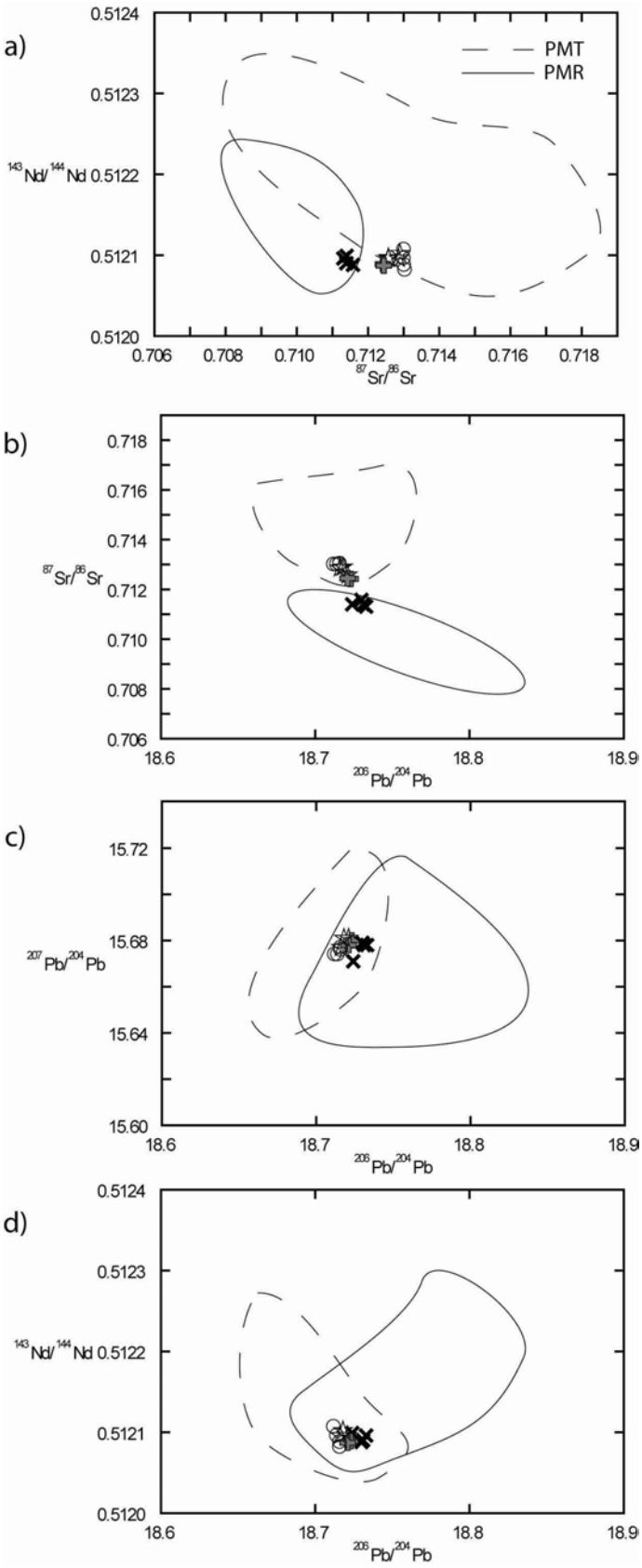


Figure III-D.7: *Diagrammes isotopiques reportant les données Sr-Nd-Pb de cette étude et les situant par rapport à la PMT et la PMR.*

3. Discussion

D'après les éléments majeurs, les laves de Monte Amiata et leurs enclaves magmatiques ont des affinités différentes : une affinité subalcaline pour les premières, une affinité alcaline ultrapotassique pour les enclaves. Le caractère alcalin ultrapotassique de ces dernières correspond au caractère dominant des roches de la PMR voisine. Les enclaves de Monte Amiata partagent également avec la PMR des compositions isotopiques en Sr-Nd et Pb similaires (Fig. III-D.7), alors que les roches hôtes s'apparentent davantage aux roches de la PMT.

Malgré ces différences d'affinités et de sources, les laves et les enclaves ont des teneurs en éléments incompatibles quasi-identiques (Fig. III-D.6). Les variations des éléments majeurs et en traces suggèrent davantage un mélange magmatique qu'un processus de cristallisation fractionnée. En effet, les éléments compatibles (TiO_2, Al_2O_3, FeO_{tot}, MgO, CaO, P_2O_5, Ni, Cr et Sr ; Figs. III-D.3 et 4) décroient de manière linéaire alors que dans le cas d'une cristallisation fractionnée ces éléments chutent très rapidement dessinant une courbe exponentielle dans les diagrammes de variations les opposant à un élément incompatible. Cependant, les variations de certains éléments incompatibles comme Ta, qui croît légèrement avec Th, et l'appauvrissement un peu plus prononcé en Eu, Sr, P et Ti dans les trachydacites par rapport aux enclaves plus basiques, semblent indiquer également l'intervention d'un processus de cristallisation fractionnée.

La corrélation positive que dessinent les roches de Monte Amiata dans le diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. 1/Sr (Fig. III-D.8) suggère le mélange magmatique comme processus pétrogénétique majeur à l'origine de ces laves. Qui plus est, ce diagramme met en évidence des tendances horizontales (flèches bleues ; Fig. III-D.8) que nous interprétons comme une évolution par cristallisation fractionnée des produits de ce mélange. D'après l'ensemble des données isotopiques (Fig. III-D.7), le mélange se ferait entre deux magmas issus de sources différentes : l'une similaire à celle des magmas de la PMT, l'autre similaire à celle des magmas de la PMR.

L'ensemble de ces données est en accord avec ce qui a été proposé précédemment par différents auteurs dans leur travaux sur la pétrogénèse des laves de Monte à Amiata (p.ex. Van Bergen et al., 1983 ; Van Bergen and Barton, 1984 ; Poli et al., 1984 ; Van Bergen, 1985). Aujourd'hui, il y a consensus sur le phénomène de mélange magmatique entre un pôle basique et un pôle acide représentés respectivement par un magma basique ultrapotassique et

un magma acide d'origine crustale. Les nombreux caractères géochimiques communs entre les enclaves (pôle le plus « basique » d'Amiata) et les laves de la PMR suggèrent fortement l'intervention de magmas de cette province dans la genèse des laves d'Amiata.

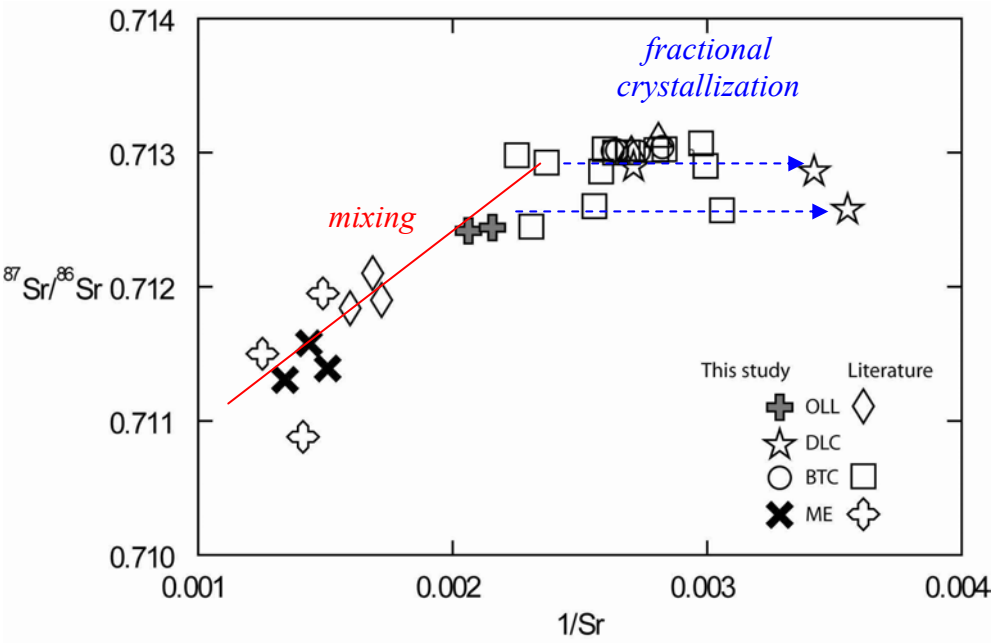


Figure III-D.8: *Diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. 1/Sr des roches de Monte Amiata.*

Récemment, Cristiani and Mazzuoli (2003) faisaient remarquer le manque de données d'éléments tels que Hf et Ta sur les enclaves de Monte Amiata pour les comparer aux magmas de la PMR en termes de rapports LILE/HFSE, et confirmer qu'un magma ultrapotassique de la PMR ait été impliqué dans le mélange magmatique.

Comparaison avec les édifices voisins de la PMT et la PMR

La Figure III-D.9 compare l'abondance d'éléments en trace incompatibles des laves de Monte Amiata avec :

- d'autres édifices volcaniques de la PMT étudiés dans cette thèse (Monte Capanne, San Vincenzo, Roccastrada et Radicofani, Tableau III-D.3), et tirés de la littérature (Cimino)
- deux édifices de la PMR (données de la littérature) : Vulsini, volcan le plus proche de Monte Amiata (~ 25 km au Sud), et Sabatini.

La figure III-D.9a montre que les enclaves de Monte Amiata (ME) ont des rapports Ba/Hf (LILE/HFSE) > 100 comparables à ceux des laves de Cimino (PMT) et Vulsini (PMR), et proches de ceux des laves des Monti Sabatini (PMR). Les roches hôtes (OLL, DLC, BTC) ont des rapports Ba/Hf < 100 qui s'apparentent plus à ceux des roches de la PMT (Monte Capanne, San Vincenzo, Roccastrada et Radicofani).

La figure III-D.9b montre que l'ensemble des laves de Monte Amiata a des teneurs en HFSE comparables à celles de Vulsini (PMR), alors que les autres laves de la PMT ont des teneurs plus faibles en HFSE.

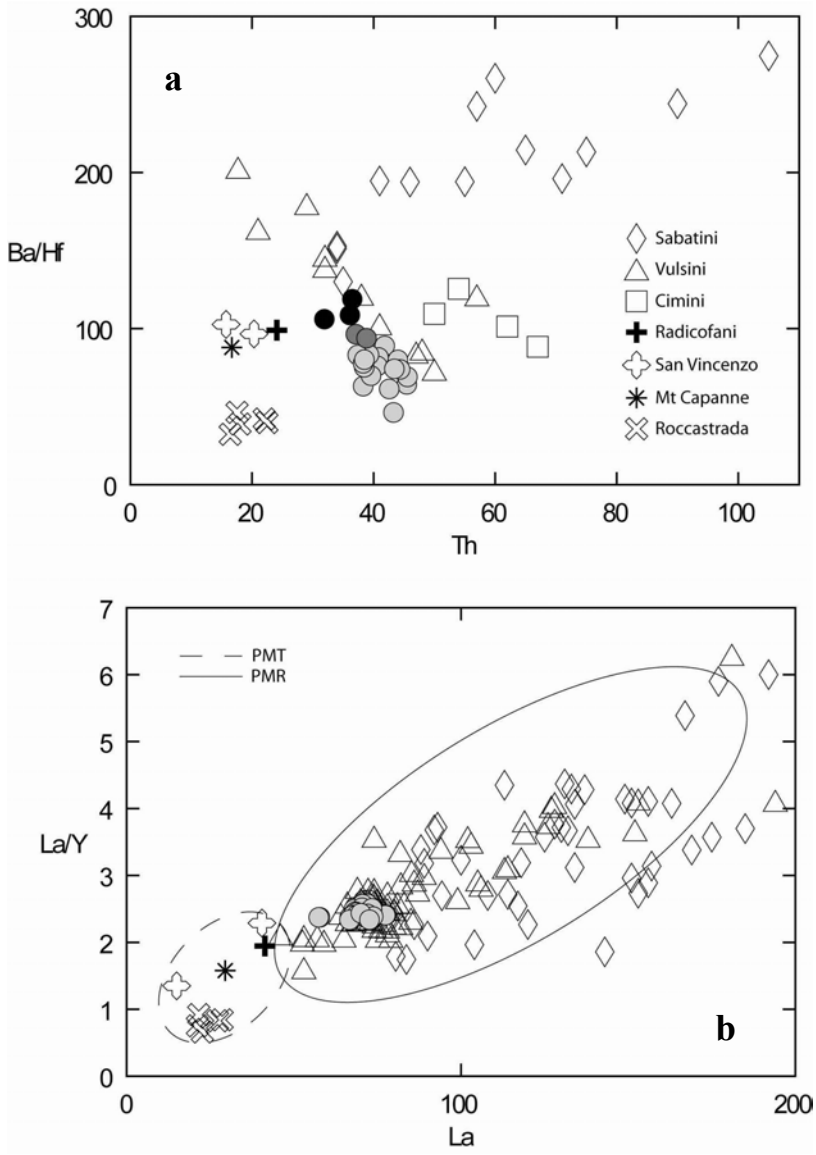


Figure III-D.9 : (a) *Diagramme Ba/Hf vs. Th et* ***(b)*** *La/Y vs. La, comparant les roches de Monte Amiata avec des roches de la PMT (Radicofani, Monte Capanne, San Vincenzo et Roccastrada = données de cette étude, Tab.III-D.3 ; Cimini : Poli et al., 1984) et de la PMR (Sabatini : Conticelli et al., 1995 ; Vulsini : Parker, 1989 ; Conticelli et al., 1991 ; Nappi et al., 1998) Dans ce diagramme, toutes les roches de Monte Amiata sont représentées par des cercles : cercles noirs = enclaves ; gris foncés = OLL ; gris clairs = DLC +BTC.*

Les rapports LILE/HFSE de la PMR et PMT varient en fonction de $^{87}Sr/^{86}Sr$ suivant une tendance exponentielle (Fig. III-D.10a). Les roches de le PMR affichent des LILE/HFSE très élevés et variables. Les enclaves de Monte Amiata ont des rapports LILE/HFSE et $^{87}Sr/^{86}Sr$ proches de ceux de la PMR tandis que ses roches hôtes ont des compositions plus proches des édifices de la PMT à l'exception de Roccastrada qui affiche de très hauts rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et représente le pôle extrême de l'exponentielle (Fig. III-D.10a).

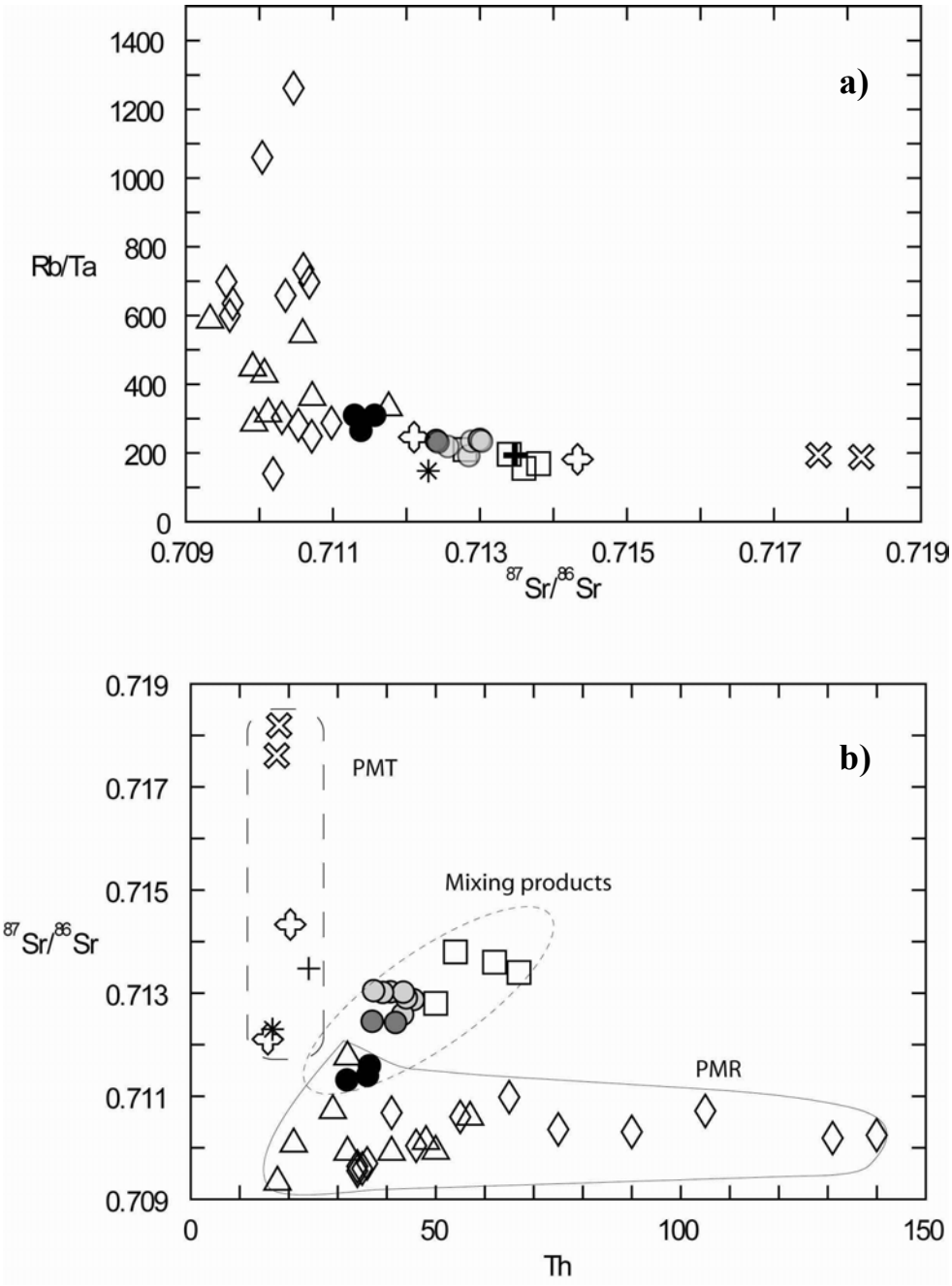


Figure III-D.10 : (a) *Diagrammes Rb/Ta vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ et* ***(b)*** *$^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. Th. Mêmes symboles que dans la Fig. III-D.9.*

Lorsque $^{87}Sr/^{86}Sr$ est représenté en fonction de Th (Fig. III-D.10b), trois tendances apparaissent nettement :

- l'une verticale, caractérisée par de très faibles teneurs en Th (< 30 ppm) et de hauts et variables rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ (~ 0.712-0.719) comprenant toutes les roches de la PMT.
- L'autre horizontale affichant les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ les plus bas et moins variables (~0.709-0.711), et des teneurs en Th plus élevées (20-140 ppm). Cette tendance regroupe les roches de Vulsini et Sabatini (PMR).
- Enfin la diagonale comprend les laves de Monte Amiata et Monte Cimino.

Ce diagramme met bien en évidence le caractère hybride PMT-PMR de ces deux édifices.

Le diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. 1/Sr (Fig. III-D.11) montre que l'on peut tout à fait considérer les laves de Sabatini et/ou Vulsini comme pôle ultrapotassique de la droite de mélange.

Concernant, le pôle acide, cela pourrait être un magma comparable à celui ayant donné les rhyolites de San Vincenzo (TOS10, mais elles sont elles-mêmes issues de mélange ; cf. section III-B), ou bien les rhyolites de Roccastrada (considérées comme de purs liquides anatectiques, mais celles-ci ne s'alignent pas sur la droite de mélange; Fig. III-D.11a).

Les échantillons de Monte Cimino s'alignent suivant une pente différente de celle des échantillons d'Amiata. Cela suggère que ces laves (Cimino et Amiata) ont sans doute un pôle basique commun (PMR) mais un pôle acide de composition différente.

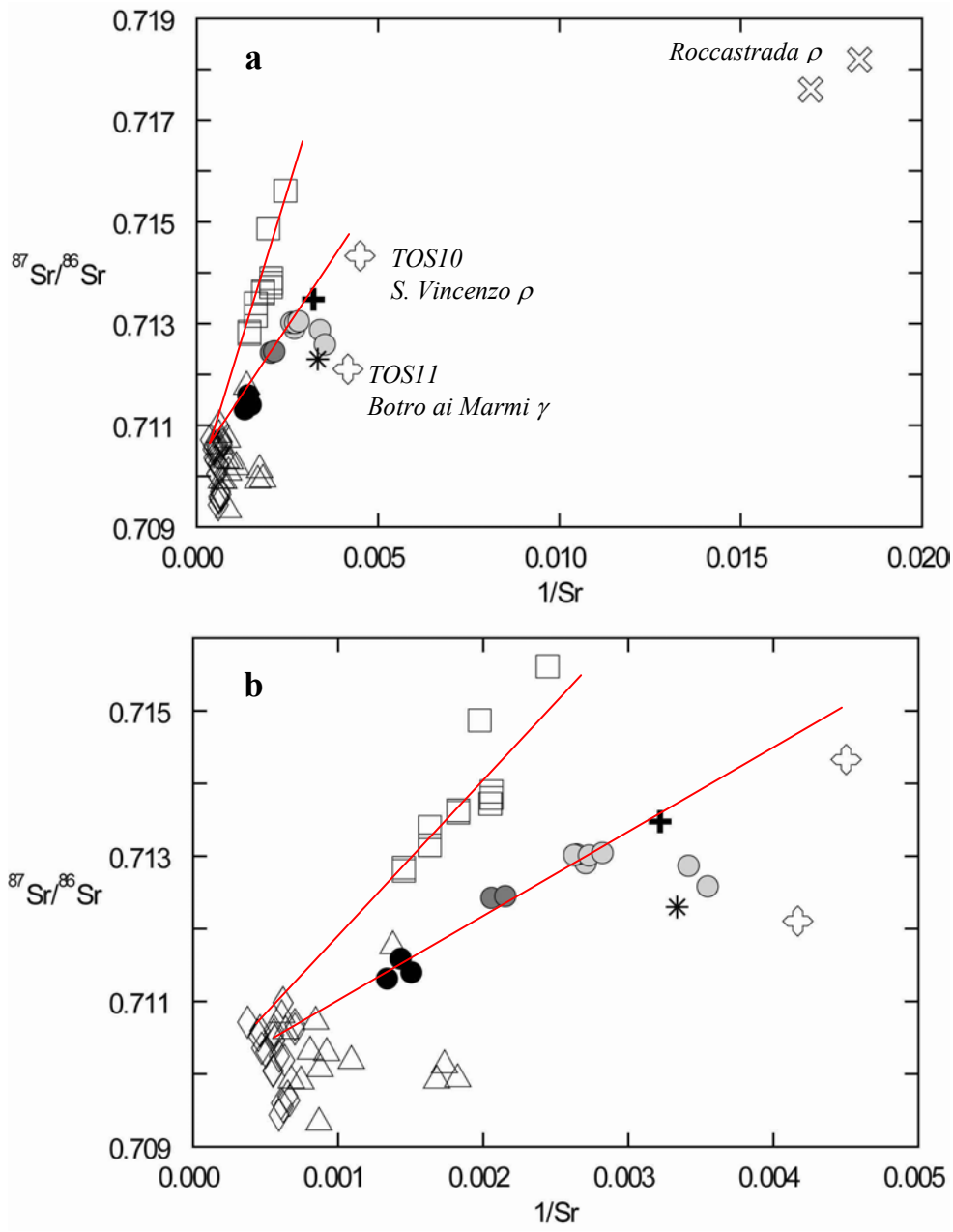


Figure III-D.11 : *Diagrammes $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. 1/Sr* ***(a)*** *avec Roccastrada (PMT) et* ***(b)*** *sans Roccastrada.*

Table 3a. Major elements analyses of some Pliocene felsic rocks of Tuscany

Locality	Elba	San Vincenzo	San Vincenzo	Roccastrada	Roccastrada	Roccastrada	Roccastrada	Roccastrada
	Monte Capanne	San Vincenzo	Botro ai Marmi	Roccastrada village	C. Imposto	Piloni	Piloni - near M. Alto	Roccatedereghi
Sample label	ELB7	TOS10	TOS11	84V	84W	84X	84Y	84Z
Rock type	Rhyolite	Rhyolite	Microgranit	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite
(wt.%)								
SiO_2	65.05	69.50	70.56	72.39	73.41	73.70	72.06	72.64
TiO_2	0.53	0.36	0.30	0.18	0.22	0.20	0.19	0.22
Al_2O_3	16.33	14.86	15.67	13.97	14.22	13.86	14.15	14.29
Fe_2O_3*	3.70	2.71	0.28	1.81	1.91	1.77	1.78	2.04
MnO	0.04	0.00	0.00	< D.L.	< D.L.	< D.L.	< D.L.	< D.L.
MgO	1.52	0.87	0.86	0.31	0.29	0.38	0.29	0.31
CaO	3.20	2.04	0.96	0.95	0.89	0.85	1.07	0.71
Na_2O	3.31	2.76	1.77	2.66	2.38	2.78	2.69	2.36
K_2O	3.91	4.74	7.42	5.18	5.20	5.00	4.93	5.36
P_2O_5	0.19	0.19	0.14	0.12	0.12	0.11	0.16	0.17
LOI	2.07	1.80	1.86	2.20	1.84	1.47	2.43	1.70
H_2O^-					1.00			
H_2O^+					0.96			
Sum	99.85	99.83	99.82	99.77	100.48	100.12	99.75	99.80
K_2O/Na_2O	1.18	1.72	4.19	1.95	2.18	1.80	1.83	2.27
Na_2O+K_2O	7.22	7.50	9.19	7.84	7.58	7.78	7.62	7.72

Tableau III-D.3a : *Analyses des éléments majeurs de roches magmatiques de la Toscane étudiées dans cette étude.*

Table 3b. Trace elements and Sr-Nd-Pb isotopic data of some Pliocene felsic rocks of Tuscany

Locality	Elba Monte Capanne	San Vincenzo San Vincenzo	San Vincenzo Botro ai Marmi	Roccastrada Roccastrada village	Roccastrada C. Imposto	Roccastrada Piloni	Roccastrada Piloni - near M. Alto	Roccastrada Roccatedereghi
Sample label	ELB7	TOS10	TOS11	84V	84W	84X	84Y	84Z
Rock type	Rhyolite	Rhyolite	Microgranit	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite
(ppm)								
As	1.06	17.65	12.84	34.66	8.05	16.88	43.03	7.76
Ba	425.19	423.71	381.38	155.40	168.80	134.90	109.30	157.20
Be	9.03	10.10	8.74	4.66	4.39	1.96	5.30	8.11
Bi	0.10	0.41	0.12	1.37	< D.L.	0.14	0.87	< D.L.
Cd	< D.L.	< D.L.	< D.L.	< D.L.	< D.L.	< D.L.	< D.L.	< D.L.
Ce	57.77	83.45	35.49	46.04	54.55	47.76	45.99	56.77
Co	7.12	4.81	1.63	1.68	2.07	1.70	1.69	1.74
Cr	23.19	25.90	31.78	8.64	7.94	8.06	8.11	7.28
Cs	12.86	19.51	18.00	37.33	14.22	19.08	45.54	14.51
Cu	10.04	11.40	< D.L.	< D.L.	3.94	< D.L.	< D.L.	5.46
Dy	3.41	3.47	2.36	4.02	5.63	5.82	4.80	5.39
Er	1.78	1.58	0.96	2.21	2.93	3.12	2.51	2.96
Eu	1.04	1.03	0.74	0.39	0.53	0.38	0.37	0.41
Ga	24.19	23.33	23.92	20.06	21.60	21.67	22.66	21.25
Gd	4.27	5.07	3.40	3.50	5.04	4.82	4.09	4.71
Ge	1.65	1.58	1.25	1.85	2.06	2.08	2.21	2.06
Hf	4.84	4.39	3.72	3.35	4.02	3.47	3.38	3.95
Ho	0.63	0.53	0.40	0.77	1.07	1.10	0.90	1.04
In	< D.L.	0.10	< D.L.	0.11	0.08	0.08	0.11	0.08
La	29.50	40.50	14.96	21.59	28.56	22.65	21.16	27.16
Lu	0.27	0.20	0.13	0.31	0.38	0.43	0.35	0.39
Mo	< D.L.	< D.L.	< D.L.	< D.L.	< D.L.	< D.L.	< D.L.	0.54
Nb	10.60	10.81	9.98	11.17	12.69	12.78	12.42	13.21
Nd	26.80	39.49	19.42	19.93	27.42	21.37	20.00	25.67
Ni	9.36	11.66	12.54	< D.L.	5.40	10.09	12.00	< D.L.
Pb	41.50	45.45	21.52	41.92	43.25	39.21	37.58	41.41
Pr	7.10	10.05	4.90	5.49	7.57	5.94	5.59	7.02
Rb	238.31	284.50	463.25	380.50	393.60	429.60	431.20	405.10
Sb	< D.L.	0.13	1.26	< D.L.	0.21	< D.L.	< D.L.	< D.L.
Sm	5.81	7.06	4.02	4.28	6.15	5.14	4.67	5.75
Sn	13.67	13.91	3.33	14.50	15.17	16.81	17.58	12.68
Sr	299.64	222.10	239.81	59.06	61.22	54.72	53.78	57.41
Ta	1.62	1.57	1.89	1.97	1.99	2.29	2.28	2.01
Tb	0.68	0.69	0.46	0.65	0.92	0.90	0.76	0.87
Th	16.69	20.33	15.75	17.55	22.00	18.03	16.42	22.44
Tm	0.26	0.22	0.15	0.34	0.45	0.47	0.37	0.44
U	10.12	8.66	9.28	13.61	12.13	14.38	15.56	14.32
V	35.83	30.41	25.59	8.91	11.71	10.66	10.43	11.63
W	1.69	2.87	0.80	8.01	4.56	5.40	9.88	4.74
Y	18.70	17.70	11.09	23.49	33.98	34.41	28.19	32.87
Yb	1.66	1.44	1.03	2.21	2.80	3.09	2.53	2.79
Zn	73.12	67.35	30.28	41.44	40.28	41.01	51.71	41.81
Zr	164.98	151.64	117.18	96.27	126.70	103.50	102.60	127.00
$[^{87}Sr/^{86}Sr]_0$	0.712300 ± 6	0.714329 ± 7	0.712104 ± 7	0.717607 ± 10		0.718189 ± 9		
$[^{143}Nd/^{144}Nd]_0$	0.512222 ± 6	0.512217 ± 7	0.512066 ± 6	0.512148 ± 10		0.512143 ± 10		
		0.512206 ± 5	0.512070 ± 4	0.512142 ± 9		0.512143 ± 5		
$^{206}Pb/^{204}Pb$	18.751	18.739	18.764	18.725		18.732		
	18.746	18.742	18.768					
$^{207}Pb/^{204}Pb$	15.688	15.685	15.704	15.679		15.685		
	15.682	15.688	15.708					
$^{208}Pb/^{204}Pb$	38.963	38.948	38.954	38.978		38.992		
	38.944	38.954	38.969					

Tableau III-D.3b : *Analyses des éléments en trace et compositions isotopiques en Sr, Nd et Pb des roches magmatiques de la Toscane étudiées dans cette étude.*

CHAPITRE IV

DISCUSSION

SOURCES DU MAGMATISME ACIDE EN ITALIE

Lead isotopic evidence for two distinct sources domains for the intermediate-felsic rocks of Central Italy

A. CADOUX[1]*, J. BLICHERT-TOFT[2], F. ALBAREDE[2], D. L. PINTI[3], P.-Y. GILLOT[1]

[1] Laboratoire de Géochronologie Multi-techniques, UMR 8148 IDES, Bat. 504, Université Paris Sud XI, 91405 Orsay Cedex, FRANCE.

[2] Laboratoire de Sciences de la Terre, CNRS UMR 5570, Ecole Normale Supérieure de Lyon, 46, Allée d'Italie, 69364 Lyon Cedex 7, FRANCE.

[3] GEOTOP-UQAM-McGILL, P.O. Box 8888, Succ. Centre Ville, Montréal, QC, CANADA H3C 3P8.

*Corresponding author

Phone + 33 1 69 15 48 93;

Fax + 33 1 69 15 48 91;

e-mail: cadoux@geol.u-psud.fr

A soumettre à EPSL

Abstract.

1. INTRODUCTION

Most of the geodynamic models explaining the unusual variety and complexity of the Italian magmatism are based on undifferentiated igneous rocks. This choice is justified because 1) mafic rocks are more likely to have preserved the original geochemical signature of their magmatic source than felsic-differentiated rocks and, 2) basaltic rocks are much more widespread over the Italian peninsula and on the Tyrrhenian Sea floor than the felsic ones. Felsic igneous rocks are difficult to study in terms of their petrogenesis and geodynamic implications. Rhyolites, for example, may originate from either crustal anatexis (implying a crustal source) or differentiation of a basaltic melt (implying a mantle source). In addition, crustal assimilation and/or magma mixing processes may take place, complicating the scenario. It is thus preferable to study the least evolved terms of the outcropping series. However, it is not always possible, indeed, in some areas, felsic rocks occur without associated mafic-intermediate rocks. Furthermore, the majority of the first volcanic manifestations of Mio-Pliocene ages, on the continental margin of the Italian peninsula, are felsic (e.g., the Tuscan Magmatic Province or the Pontine Archipelago; Fig. 1). Understanding the sources of these magmas is fundamental to relate them to the more recent, Quaternary, widespread basic volcanism of the others Italian magmatic provinces (Roman, Campanian, Aeolian, Sicilian) and. overall, to the geodynamic evolution of the Tyrrhenian.

The Italian felsic magmatism is mainly concentrated in Tuscany and belongs to the so-called Tuscan Magmatic Province (TMP, Fig.1; Peccerillo, 2001). These volcanic and plutonic felsic rocks occur without, or with only minor associated mafic-intermediate rocks. Other felsic outcrops, not associated with mafic rocks, are found in Central Tyrrhenian Sea, in the islands of Ponza and Palmarola (Pontine Archipelago, Gaeta Gulf; Fig.1).

The amazing scarcity of calc-alkaline magmatism in a subduction context and, by contrast, the occurrence of numerous basalts with OIB-type signature in the Southern Italy, lead to very different views of the mantle structure and geodynamic interpretations.

At the moment, there are three main models which can be summarized as follow: (1) a plume-related model, in which all the Italian magmatism would be due to a degassed zoned mantle plume pinched in the mantle transition zone, making the Tyrrhenian Sea an intra-plate rift and not a back-arc basin (Bell et al., 2004); (2) a subduction-related model, in which multiple subduction-related metasomatic episodes generated mantle heterogeneities, while an

isotopically homogeneous upper asthenospheric layer would account for the plume-type affinities (e.g., Peccerillo and Lustrino, 2005), and (3) a transitional model, involving an asthenospheric window in the subducting Adriatic slab through which plume-type magmas might be channeled (Gasperini et al., 2002).

These models derived from isotopic studies of undifferentiated volcanic rocks and do not integrate the earlier occurrence of felsic magmatism on the same region, also because very few reliable isotopic data are available for the differentiated rocks of Italy.

In order to fill this gap and to check whether the felsic rocks conserved the isotopic signature of their magmatic sources and whether these sources are the same found in the Quaternary mafic magmatism, we analyzed Pb isotopes of felsic rocks from the TMP (Elba, San Vincenzo, Roccastrada, Amiata) and provide the first Pb isotope data on the westernmost islands of the Pontine Archipelago (Ponza and Palmarola, Gulf of Gaeta). We also report here for the first time Pb isotope data for mafic enclaves enclosed in the trachydacitic domes of the Monte Amiata volcano, as well as additional Pb isotope data for the nearby Radicofani neck, which are so far scarce in literature. We further report major and trace element data for the same TMP samples as those for which we analyzed Pb isotopes. Although at first glance, a crustal source seems to predominate in the genesis of these felsic rocks, particularly those of the TMP, a statistical treatment of our new Pb isotope data set using a Principal Component Analysis reveals the predominance of a DM+HIMU source at the origin of all the felsic magmas. In spite of the apparently strong role of anatexis, especially in the TMP, the general mixing trend between the DM and HIMU end-members of the entire Italian peninsula is preserved. Thus, even at smaller scales, the DM-HIMU trend is identifiable, showing that even with so differentiated rocks, the Pb isotopes have kept their mantle imprint. Finally, we identified two distinct mantle domain sources separated by major lithospheric discontinuities. Moreover, within each domain, we point out contrasting evolution in space of the source components.

2. GEOLOGICAL OUTLINE AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF SELECTED ROCKS

The samples selected for this study come from different localities of Central Italy. Most belong to the TMP (Elba Island, San Vincenzo, Roccastrada, Radicofani and Mt. Amiata) while some are from the western Islands of the Pontine archipelago (Ponza and Palmarola Islands). They are all felsic rocks (of rhyodacitic to rhyolitic compositions), except

for the Radicofani sample (84BH), which is a basaltic andesite, and the summit unit (OLL) and the magmatic enclaves of Monte Amiata, which are of trachyandesitic basaltic to trachyandesitic composition (84AE & 84AF; 84AD, -AM and –AQ; Table 1 and Appendix A).

2.1. The Tuscan Magmatic Province

The felsic magmatic rocks of the TMP consist of plutons (e.g., the Monte Capanne in Elba Island, Montecristo and Giglio islands) or discontinuous outcrops of lava flows and/or domes (e.g., San Vincenzo and Roccastrada rhyolites, trachydacites and rhyolites of the Tolfa-Cerveteri-Manziana volcanic Complex). Occasionally, they also form entire volcanic edifices (e.g., Monte Amiata trachydacites). These felsic rocks correspond to the oldest manifestations of the Italian magmatism. Except for the Quaternary Monte Amiata volcano (~0.3 Ma), the felsic igneous rocks of the TMP were emplaced during Mio-Pliocene time, between 8.4 Ma (Portoferraio monzogranites of Elba; Dini et al., 2002) and 2.3-1.8 Ma (Tolfa Volcanic Complex; Clausen and Holm, 1990).

The genesis of the felsic rocks of the TMP is generally attributed to crustal anatexis (e.g., Marinelli, 1967; Barberi et al., 1971; Hawkesworth, 1979; Peccerillo and Donati, 2003). Many studies have demonstrated that both crustal anatexis and large-scale assimilation of sediments played a major role in the formation of Tuscan magmas (Poli et al. 1984, and references therein), but a number of geochemical features, especially variable Sr isotope ratios, indicate that interaction between crustal melts and variable types of mantle-derived magmas also took place (Poli et al., 1989; Poli, 1992). The genesis of the TMP magmas has thus been explained by extensional processes, which affected the region behind the eastward retreating Apennine slab. After the early Miocene compressive phase, the regime of extension migrated from West to East, trailing behind the retreat of the compressive regime and giving rise to the opening of the Tyrrhenian basin. In this scenario, magmas were generated in an anomalous metasomatized upper mantle and, subsequently, interacted with crust-derived felsic magmas. This igneous activity migrated from NW to SE in an extensional ensialic back-arc setting as the west-dipping Adriatic plate rolled-back to the SE (Civetta et al., 1978; Serri et al., 1993). Geochemical modelling suggests that melting of gneiss with a composition similar to those occurring in the Tuscan metamorphic basement, can explain the genesis of the crustal magmas (e.g., Pinarelli et al., 1989).

2.2. The western Pontine Islands

On the island of Ponza (Pontine archipelago, Gaeta Gulf), Pliocene rhyolites of 4.2-2.9 Ma coexist with 1.0 Ma trachytes (Barberi et al., 1967; Savelli, 1984, Savelli, 1987; Bellucci, 1997; Bellucci et al., 1999; Cadoux et al., 2005a), and the nearby Palmarola Island is entirely composed of rhyolites which erupted during a short time span from 1.64 to 1.52 Ma (Cadoux et al., 2005a). Further details on the geology and geochemistry of these rocks can be found in Cadoux et al. (2005a).

The intermediate-felsic products of Ponza and Palmarola Islands have not yet been related to any known magmatic provinces (e.g., Serri et al., 2001). Various authors have suggested that Ponza may represent the petrological boundary between the silica-saturated rhyodacites and rhyolites found in the PMT, and the silica-undersaturated trachytes and phonolites characterizing the Roman Magmatic Province (RMP; Savelli, 1984; Turi et al., 1991). However, recent petrological and geochemical studies have shown that although some major and trace elements similarities do exist between Ponza and Tuscan rhyolites, they display clearly different Sr-Nd isotopic compositions (lower $^{87}Sr/^{86}Sr$ and higher $^{143}Nd/^{144}Nd$ than the Tuscan rocks) implying different magmatic sources and thus excluding any relationship with the TMP (Conte and Dolfi, 2002; Cadoux et al., 2005a; Cadoux et al., 2005b). Tensional episodes due to the collapse of the Tyrrhenian basin have been invoked to explain the onset of the Pontine volcanism (Zitellini et al., 1984; De Rita et al., 1986; Marani et al., 1986; Zitellini and Marani, 1986). Cadoux et al. (2005b) proposed that Ponza rhyolites may be derived by fractional crystallization of basaltic melts of calc-alkaline affinity coupled with strong crustal assimilation, while Ponza trachytes could be generated by fractional crystallization of alkali-potassic basaltic melts with only little crustal contamination. The Palmarola rhyolite could derive from extreme fractional crystallization of basaltic melts transitional to calc-alkaline and shoshonitic affinities and very minor amounts of crustal assimilation.

2.3. Geochemical characteristics

Figures 2 and 3 summarize the major and trace element variability of the studied samples. The least evolved sample of Radicofani is a K-poor rock (K_2O = 3 wt.%), whereas the felsic lavas from Ponza, Palmarola, Roccastrada, San Vincenzo, and Elba share a moderate potassic character (K_2O = 4.0-5.7 wt.%). Monte Amiata rocks display slightly higher potassium contents (K_2O = 5.3-6.3 wt.%), while the Ponza trachytes and the San Vincenzo microgranite (TOS11) are highly potassic (K_2O = 6.6-7.6 wt.%). The ASI vs. AI diagram shows that the felsic rocks of Elba, San Vincenzo, and Roccastrada are peraluminous. The Monte Amiata and Ponza lavas display a peraluminous to metaluminous

character, while the rocks of intermediate compositions (Ponza trachyte and Radicofani basaltic andesite) are metaluminous. Palmarola rhyolites are clearly different from the other felsic rocks, standing out by their peralkaline character (Figure 2b) and substantially higher Th contents (Figure 2a).

As shown by the primitive mantle-normalized trace elements patterns (Wood, 1979; Figure 3), all the samples from the TMP and Pontine archipelago share strong LILE enrichment with more or less marked depletion in Ba, Sr, and Ti. Monte Amiata, Radicofani, and Ponza lavas display negative Nb-Ta anomalies, which are lacking from the Roccastrada, San Vincenzo, Elba, and Palmarola rocks. The pattern of Palmarola rhyolites is distinct from those of the other samples (Figure 3) in that these rocks are more enriched in both LILE and HFSE and exhibit stronger negative Ba, Sr, and Ti anomalies. The high HFSE contents of Palmarola rhyolites, such as Zr, Nb, and Y, as well as their very low Ba and Sr abundances, are characteristic of alkaline rocks (Ewart 1979; Pearce et al. 1984, Whalen et al. 1987). In addition, they have low Zr/Nb ratios (Zr/Nb = 4.7-6.5, Table 2 in Cadoux et al., 2005a) comparable with those of Pantelleria and some ocean islands felsic rocks (Zr/Nb <10). On the basis of both the mineralogical and geochemical characteristics of these lavas, Cadoux et al. (2005b) defined them as “mildly peralkaline rhyolites”.

3. SAMPLE SELECTION AND ANALYTICAL PROCEDURE

3.1. Samples selection

Sample ELB7 is a rock of rhyolitic composition collected on Monte Capanne, the largest monzogranitic pluton on Elba Island. San Vincenzo rhyolite (TOS10) is thought to result from mixing between a crustal anatectic melt and and a subcrustal mafic-intermediate magma (Ferrara et al., 1989). Felsic rocks of Roccastrada (samples 84X and 84V) consist of rhyolitic domes and lava flows. Geochemical and petrological data clearly suggest a genesis by partial melting of upper crustal material of probable metapelitic composition (Giraud et al., 1986; Pinarelli et al., 1989). The limited compositional variability and overall geochemical characteristics combined with the absence of mafic material suggest that Roccastrada magmas may represent a pure anatectic melt, which did not interact significantly with subcrustal magmas. Monte Amiata is built up by trachyandesite to trachydacite lava flows and domes (Table 1). Mafic enclaves are abundant in the summit domes (Ferrara et al., 1989). Selected samples from the islands of Ponza and Palmarola are of trachytic and rhyolitic compositions and outcrop as hyaloclastites, lava domes and dykes (Table 1).

3.2. Analytical procedures

Eleven Plio-Pleistocene rhyolitic and trachytic samples from the Ponza and Palmarola islands (Pontine Archipelago) and eighteen samples from different volcanic centers of the TMP (Elba, San Vincenzo, Roccastrada, Amiata, Radicofani) were analyzed for their Pb isotope composition. For the first group, the corresponding major and trace element data are published in Cadoux et al. (2005), while for the second group, the major and trace elements are reported in Appendix A. The Pb isotope data reported here for the Monte Amiata mafic enclaves and the Ponza and Palmarola volcanics are the first for these samples.

Lead for isotope analysis was separated in the clean room at the Ecole Normale Supérieure of Lyon (ENSL, France) and compositions were determined by MC-ICP-MS using the VG model Plasma 54. The method used for the chemical separation and measurement of lead isotopes is described in Blichert-Toft et al. (2005). We reran the sample solutions for nine samples and except for two duplicate analyses of 83AA and 84BH (which show 610 and 533 ppm differences, respectively, on the $^{208}Pb/^{204}Pb$ ratio between the two analyses), the analyzed replicates fall well within the external error bars.

3. RESULTS

High-precision Pb isotope data for 39 samples are listed in Table 1 together with samples locations, rock types, and ages from Cadoux (2005).

3.1. Lead isotopic compositions of the Tuscan and Pontine intermediate-felsic rocks

The volcanics from TMP have relatively homogeneous Pb isotope compositions: $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.687-18.768, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.669-15.708 and $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.944-39.017 (Table 1). Small systematic variations are observed only for $^{206}Pb/^{204}Pb$. The mafic enclaves from the Monte Amiata volcano are slightly more radiogenic in ^{206}Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.724-18.733) compared to their felsic host rocks (DLC: $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.712-18.723). The least radiogenic compositions in ^{206}Pb are displayed by the Radicofani basaltic andesite, while the San Vincenzo and Elba island samples show the most radiogenic values (Table 1).

Within the western Pontine Islands, the Pb isotopic compositions are also quite homogeneous: $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.757-18.825, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.663-15.678 and $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.940-39.038. However, the trachytic units of Ponza show the lowest $^{206}Pb/^{204}Pb$ ratios equal

to 18.757-18.766, while the Palmarola rhyolites are the most radiogenic in ^{206}Pb of both islands ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.810-18.825).

When plotted in a general $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ isotope correlation diagram with the different mantle reservoirs as reference (not reported here for sake of brevity), all the samples become indistinguishable and are located above the Northern Hemisphere Reference Line (Th/U = 4) within the EM2 field.

When the samples are plotted alone in the $^{208}Pb/^{204}Pb$ and $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ diagrams (Figure 4), no straightforward trends appear. The Pb isotopic compositions of the TMP and Pontine island samples are very similar leading to small X and Y axis scales. Nevertheless, on both diagrams two groups can be distinguished: one defined by the Tuscan rocks, the other by the Pontine rocks. The southern Pontine lavas exhibit slightly more radiogenic compositions in ^{206}Pb than the studied TMP lavas.

3.2. Lead Principal Component Analysis

At first glance, it seems that the felsic rocks of Tuscany and of Pontine islands have very similar Pb isotopic compositions. However, the range of Pb isotopic compositions is so small and the data set showing no visible correlation, it is difficult to interpret these data in terms of magmatic source regions. This is why we resorted to Principal Component Analysis (PCA).

PCA is a statistical method used to extract from an uncorrelated multivariable data set a reduced number of variables that are able to explain the variability of the whole data set. This technique is well described by Le Maître (1982) and Albarède (1995). PCA has the advantage that a large number of variables may be reduced to fewer variables while preserving enough information to detect significant trends in the relationships between samples: the n initial variables are reduced to p new variables ($p << n$). The new variables are simply a more convenient way of expressing the same results and provide the optimum way of viewing the data. Data are centred and reduced, leading to a mean of 0 and a standard deviation of 1 for each variable. The principal components are calculated on the correlation matrix, which allows the results to be invariant upon any linear change of coordinates. The correlation matrix is associated with an ellipsoid in n-dimensional space. This ellipsoid can be alternatively described with respect to the n eigenvectors of the correlation matrix: the first axis corresponds to the highest variability of the data set, expressed in percent of the total variability. This axis defines the first principal component. The next axes are perpendicular to the first axis, and maximize the variability, which is not captured by the preceding axes. The

proportion of the variance accounted for by each component is expressed by the relative value of the eigenvalue associated with the corresponding eigendirection with respect to the sum of all the eigenvalues (which is simply *n*). Hence, the eigenvalue calculated for the first axis is the highest and the eigenvalue for the last axis is the smallest.

In order to minimize the effect of errors and to avoid uninformative correlations arising from a common small isotope (^{204}Pb), the principal components were calculated using ^{204}Pb/^{206}Pb, ^{207}Pb/^{206}Pb and ^{208}Pb/^{206}Pb as raw variables.

Our PCA calculation (Table 2) indicates that the two first axis projections cover almost the totality of the initial information: axes 1+2 = 99.5% of the total variability. The third axis is thus considered as pure noise, which demonstrates that all the data under consideration define a plane in ^{204}Pb/^{206}Pb-^{207}Pb/^{206}Pb-^{208}Pb/^{206}Pb space. Moreover, the first axis (or component) alone accounts for 97% of the total variability. Figure 5 represents the projection, on a sphere of 1 sigma radius, of the new variables following the different axes. In the top left corner, the plane of the first two components accounts for 99.5% of the variance and the distribution of the points clearly demonstrates the predominant influence of the first component. Component 1 seems to be dominated by the ^{204}Pb/^{206}Pb ratio and component 2 by the ^{208}Pb/^{206}Pb ratio (Fig. 5). Component 3 is plotted for reference only. In the top right corner plot, the first component is viewed sideways along the direction of the third component. The bottom right corner figure shows how little variance is left with components 2 and 3.

3.3. Pb Principal Components and their evolution in time–space

The first component appears to be controlled by the ^{204}Pb/^{206}Pb ratio; the wide range of variations displayed by the new variables suggests a mixture of a low-U/Pb depleted mantle end-member (such as the Depleted Mantle of MORB) and a second end-member with high U/Pb (e.g., HIMU). This implies that almost all the Pb isotopic variability among the samples (97%) is controlled by a mixing between DM and HIMU end-members (the "Mantle Plane" defined by Zindler et al., 1982; Fig. 6). The second Pb principal component points to higher ^{208}Pb/^{206}Pb ratios (i.e., high Th/U) implying the involvement of an enriched type end-member that can be attributed to a crust-derived component (subducted sediments and/or continental crust; Fig. 6). The Pb component values for each studied edifices are reported on Figure 7.

When the two first components are plotted against the age of the samples (Fig. 8a), it seems there is an increasing influence of the DM-HIMU end-member as a function of decreasing age, though there is no simple or clear linear trend. Inversely, the crust-derived

end-member seems to decrease with decreasing age, but again, the components do not define a good correlation with age. We projected the absolute values of the Pb components of the studied edifices on a NW-SE-trending straight line going from Montecatini to Vesuvius. Figure 8b demonstrates an increasing trend of the DM-HIMU component from Montecatini to Vesuvius for the felsic volcanics. However, when the intermediate volcanics are plotted along with the felsic rocks, this trend becomes less obvious. Unlike the DM-HIMU end-member, the crust-derived end-member tends to decrease toward the SE.

4. DISCUSSION

4.1. The isotopic signatures of the intermediate-felsic rocks and their comparison with the mafic rocks.

Though what was expected, especially in the TMP where the crustal anatexis seems to be important, was a predominance of a crustal-derived component, the PCA clearly demonstrates that the DM+HIMU component is by far the dominant one.

The isotopic compositions of the studied intermediate-felsic rocks reflect a NS mixing trend between a dominant DM+HIMU end-member and a crustal-derived end-member. The DM+HIMU component has a stronger influence in the Southern intermediate-felsic rocks, while the crustal component (even if still minor compared to DM+HIMU) is more expressed in the Northern rocks, as expected (Fig. 8b). This confirms the hyperbolic trends defined by the Italian mafic volcanics (from Tuscany to Sicily) in a $^{87}Sr/^{86}Sr$-$^{206}Pb/^{204}Pb$-ε_{Nd}-ε_{Hf} space, which would originate from a general NS source mixing between two end-members (e.g., Gasperini et al., 2002):

1) a mantle-derived end-member, which would be a relatively homogeneous mixture of HIMU and DM components.

2) and a crust-derived end-member (which would be dominated by pelagic rather than terrigenous sediments).

Thus, even at smaller scale and with differentiated rocks, this general trend can be identified.

4.2. Extension of PCA to the Italian peninsula: evidence for laterally extending mantle sources

We extended the PCA of Pb isotopic data to the whole of Italian volcanism complementing our data with those of Gasperini et al. (2002) comprising data on mafic volcanics of the Tuscan, Roman and Campanian Provinces, as well as data on the Tyrrhenian

Sea floor, the Aeolian Islands and Sicily. We choose these data because they have been obtained by the same analytical procedures. The PCA gives similar results as those obtained for our differentiated products alone: the two first components account for 99.4 and 0.4%, respectively, of the variance. Here, the role of the second component is substantially minimized (0.4% compared to 2.8% with differentiated products). Almost all of the variance is due to the first DM+HIMU component (eigenvector 1; Fig. 9) with a factor of about ten difference between component 1 (-3.3 to +0.7) and component 2 (-0.1 to +0.3).

The Tyrrhenian Sea floor basalts (ODP 655) have the same Pb isotopic compositions than those of the MAR, corresponding to a Depleted Mantle (DM) source. The eigenvector 2 tends to change these compositions toward crust-type compositions (higher $^{207}Pb/^{204}Pb$), while the eigenvector 1 tends to displace these compositions toward HIMU values (higher $^{206}Pb/^{204}Pb$). The Aeolian Islands and Sicily (Etna, Eblei) rocks fall between the field of DM and HIMU, suggesting their source corresponds to a homogeneous mixing between these two mantle end-members.

The Figure 10 represents a map with iso-variances lines for the first DM-HIMU component. In the northern Tyrrhenian domain (above the 41 PL), the isolines are quite spaced while in the southern domain, they become more and more narrow toward the Sicily and the variances values increase sharply (from 0.2 up to 3.3). In the central domain, between Rome and Naples, the variances due to component 1 are low (around 0.2-0.3). It is worth noting that, in this area three major lithospheric discontinuities occur:

1) the '41st Parallel Line' (41 PL, Figs. 1 and 10; Bruno et al., 2000), a transcurrent fault marked by strong magnetic and free-air gravity anomalies and delimits the Northern and Southern Tyrrhenian basins, and

2) the Ancona-Anzio NS dextral strike-slip fault separating the Roman and the Ernici-Roccamonfina Provinces (Fig. 1).

3) and, the Ortona-Roccamonfina Line (ORL), which crosses the Italian peninsula from NNE to SSW and delimits the Central and Southern Apennines. The ORL would prolong into the NE-SW Campanian Lithospheric Discontinuity which separates the island of Ischia and Ventotene (Fig. 1).

When plotting the first component (absolute values) against angular distance to the northernmost location, i.e. San Vincenzo, two anti-correlated trends converging around 2.5-3° appear (Fig. 11). Between 3.5° to 6.5° (Vavilov Basin to Sicily), values of component 1 linearly and sharply increase from 0.05 to 3.3. By contrast, in the northern sector, between 1° (Radicofani, TMP) and ~2.5° (Ernici), the variances due to the component 1 are lower and

decrease linearly and smoothly. Between 0° (San Vincenzo-Elba) and 1° (Radicofani), the component 1 slightly increases.

It seems that the domains described above correspond to two isotopically distinct domains separated by a zone, between 2.5° and 3.5°, where major lithospheric faults occur. We can not attribute the limit between the two domains to one of these discontinuities. The limit between these domains is more likely a wider area where these three major structures interact.

In both domains, component 1 (DM+HIMU) is predominating, but in the southern domain, particularly in Aeolian Islands and Sicily, it has a greater impact. If there are two distinct domains, what is the origin of first DM-HIMU in each domain?

At this point, it is important to notice that the 41°PL limits two basins with highly different extension rates: in the Southern Tyrrhenian basin, the 4.8 cm.an-1 extension could have favour a passive upwelling of deep mantle, whereas in the Northern basin, the 1.3 cm.an-1 rate is too small to facilitate such an upwelling. Alternatively, it could be the upwelling of asthenospheric material through a slab window in the southern adriatic slab. Indeed, recent tomographic studies (e.g., Spakman and Wortel, 2004) have detected a negative wave speed anomaly under the Central-Southern Apennines and interpreted it as an asthenospheric window.

The predominance of a DM-HIMU component in the rocks of the Northern domain is less obvious to explain since the extension was very moderate. The process which generated this component have thus to be different than those which generated the DM-HIMU source of the Southern domain. Here we propose that a delamination of the Tuscan metasomatized continental lithosphere could be at the origin of this mantle component. McKenzie and O'Nions (1995) proposed this model to explain the similarity of composition between basalt produced by modest extension in continental regions and OIB. Although, no geophysical data clearly demonstrates the occurrence of such a delamination in Italy, the subduction context presents ideal conditions for delamination. Indeed, to delaminate, the lower lithosphere has to be (Elkins-Tanton, 2005):

1) denser than the underlying material, and thus be inclined to sink by gravity

2) less viscous to be able to flow (Rayleigh-Taylor instability)

The subducted slab releases fluids and trigger the formation and injection of hot silicate melts into the lower overlying lithosphere. This had the dual effect of heating the lower lithosphere and hydrating it, both of which lower its viscosity (Hirth and Kohlsdtedt, 1996). First, when the lower lithosphere delaminates, the asthenosphere is sucked into the resulting lithospheric

dome and may melt adiabatically. Second, the delaminating piece itself may dewater triggering melting of the mantle or of itself (Elkins-Tanton, 2005).

A delamination of lower continental lithosphere underneath the Southern Tuscany could account for the high heat flow, low seismic velocities within the upper mantle and the mantle doming which characterize this province (Peccerillo and Donati, 2003, and references therein). This model would explain the evolution of the first component within the Northern domain (Fig. 11); indeed, it increases till Radicofani graben, then decreases through the Roman Province and reaches a minimum at Ernici. Knowing that the mantle doming is localized under the Tuscan Province, the first component should be the highest in the rocks just above the dome. When moving away, the effect of the DM-HIMU should decreases.

This subdivision of the Italian mantle into two main domains accommodated by major lithospheric discontinuities is consistent with the model proposed by Serri (1990) on the basis of recent mafic to intermediate lavas. According to this author, there are two main source domains separated by the E-W directed 41°N transform fault and the ~ENE-WSW directed Campanian Lithospheric Discontinuity (CLD; Fig. 1).

The lead PCA performed in this paper shows that even at first glance it is less obvious than in the southern domain, this northern domain is also dominated by a mantle-derived source. We differ on this point of Serri (1990) interpretation. Partly based on the fact that North of the 41°N and the CLD, OIB and MORB are absent, he suggests the genesis of magma sources is dominated by the involvement of upper crustal-derived rocks, either as subducted material within the upper mantle (e.g., RMP and Ernici-Roccamonfina Province) or as anatectic melts (e.g., TMP).

Our PCA based interpretation of the magma sources of the Southern domain is in agreement with Serri (1990) results. This domain is linked to transitional DM/HIMU or HIMU-type mantle sources, more or less enriched by a crustal-derived.

We propose that the generation of these two distinct mantle domains requires to take into account the contrasting geodynamic evolution of the two areas and the processes (such as delamination or slab detachment) that might occur:

1) in the Northern domain: weak extension and maybe delamination of lower lithosphere.

2) in the Southern domain, strong extension triggering the upwelling of asthenosphere or slab window/slab detachment.

Such processes are probably associated with the presence of two separate, compositionally different subducted slabs (Serri,1990): 1) In the Northern domain: a

continental (Adriatic) lithosphere and, 2) in the Southern domain: an old oceanic (Ionian) lithosphere below the Calabrian Arc and the southern Tyrrhenian region.

Therefore, it is necessary to consider both lateral variations of the processes and of the nature of the subducted material to explain the source variation.

The 41PL discontinuity formed to accommodate the different rates of extension between the Northern and Southern Tyrrhenian basins (e.g., Rosenbaum and Lister, 2004). Thus, it probably corresponds to the main limit between both distinct sources domains.

5. CONCLUSIONS

ACKNOWLEDGEMENTS

We wish to thank Arnaud Agranier for his help during chemical preparation of the samples and Philippe Télouk for assistance during the measurements with the Plasma 54 at ENSL.

TABLES CAPTION

Table 1. Lead isotopic compositions for intermediate-felsic rocks from the Tuscan Province and the Pontine. The location, nature and ages of the samples are also indicated.

Table 2. (a) Principal Component Analysis summary table. The eigenvalues represent the partition of the total variation in the multivariate sample. Their sum is the number of variables (i.e., 3 variables). The percent column lists each eigenvalue percentage of the total eigenvalues. The cumulative percent column shows the cumulative percentage of variation represented by the eigenvalues. **(b)** Correlation coefficients (R) between the isotopic ratios and the three axes.

FIGURES CAPTION

Figure 1. (a) Map locating Central Italy with its main tectonic structures and, **(b)** its felsic outcrops with their ages, in the framework of the Magmatic Provinces defined by Peccerillo (2001).

Figure 2. a) K_2O (wt.%) vs. Th (ppm) diagram and **b)** ASI vs. AI diagram of the studied magmatic rocks.

Figure 3. Primitive mantle normalized multi-elements patterns (Wood, 1979).

Figure 4. a) $^{208}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ and **b)** $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ isotopic compositions with their error bars, for the studied magmatic rocks.

Figure 5. Graphical display Principal Component Analysis (PCA) of the lead isotopic data of this study. The new variables and the three isotopic ratios are projected on a sphere of 1 sigma radius following the different components.

Figure 6. $^{208}Pb/^{206}Pb$ vs. $^{204}Pb/^{206}Pb$ diagram situating the studied rocks relative to the DM and HIMU end-members, and crustal reservoirs. Data sources: HIMU data are from GEOROC database (http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/), MAR data from PETDB database (http://www.petdb.org/index.jsp), subducted sediments (Plank and Langmuir, 1998), Italian Crust (Gianelli & Puxeddu, 1979; Caggianelli et al., 1991; Pinarelli, 1991; Boriani et al., 1995*;* Conticelli, 1998, Conticelli et al., 2002).

Figure 7. Maps displaying the new variables values for component 1 **(a)** and component 2 **(b)**.

Figure 8. (a) Components 1 and 2 vs. ages and, **(b)** vs. the distance from Montecatini (derived from the projection on a straight line between Montecatini and Vesuvius).

Figure 9. $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ diagram with data on intermediate-felsic rocks of this study, and data from mafic rocks of Gasperini et al. (2002). HIMU, DM and crustal reservoirs: same sources as Fig. 6.

Figure 10. Map with iso-variances values of component 1 from the PCA extending to whole Italian volcanism with Gasperini et al. (2002) lead isotopic data on mafic rocks. Red crosses indicate samples locations. Dashed lines represent the major Italian lithospheric discontinuities: 41PL, 41° Parallel Line; AAF, Ancona-Anzio Fault; ORL, Ortona-Roccamonfina Line, CLD, Campanian Lithospheric Discontinuity.

Figure 11. Component 1 (DM+HIMU) vs. angular distance (°) to San Vincenzo.

REFERENCES

Albarède, F., 1995. Introduction to Geochemical Modeling. Cambridge Univ. Press, New York, 543 pp.

Barberi, F., Borsi, S., Ferrara, G. and Innocenti, F., 1967. Contributo alla conoscenza vulcanologica e magmatologica delle Isole dell'Archipelago Pontino. Mem. Soc. Geol. It., 6: 581-606.

Barberi, F., Innocenti, F. and Ricci, C.A., 1971. La Toscana meridionale. Il magmatismo. Rendiconti Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 27: 169-210.

Bell, K., Castorina, F., Lavecchia, G., Rosatelli, G. and Stoppa, F., 2004. Is there a mantle plume below Italy? EOS, 85: 541-547.

Bellucci, F., Grimaldi, M., Lirer, L. and Rapolla, A., 1997. Structure and geological evolution of the island of Ponza, Italy: inferences from geological and gravimetric data. J. Volcanol. Geother. Res., 79(1-2): 87-96.

Bellucci, F., Lirer, L. and Munno, R., 1999. Geology of Ponza, Ventotene and Santo Stefano islands (with a 1:15,000 scale geological map). Acta Vulcanol., 11(2): 197-222.

Blichert-Toft, J. et al., 2005. Geochemical segmentation of the Mid-Atlantic Ridge north of Iceland and ridge–hot spot interaction in the North Atlantic. G-cubed, 6(1): 1-27.

Boriani, A., Origoni, E.G. and Pinarelli, L., 1995. Paleozoic evolution of southern Alpine crust (northern Italy) as indicated by contrasting granitoid suites. Lithos, 35(1-2): 47-63.

Bruno, P.P., Di Fiore, V. and Ventura, G., 2000. Seismic study of the '41st Parallel' Fault System offshore the Campanian–Latial continental margin, Italy. Tectonophysics, 324: 37-55.

Cadoux, A., Pinti, D.L., Aznar, C., Chiesa, S. and Gillot, P.-Y., 2005a. New Chronological and Geochemical Constraints on the Genesis and Geological Evolution of Ponza and Palmarola Volcanic Islands (Tyrrhenian Sea, Italy). Lithos, 81(1-4): 121-151.

Cadoux, A. et al., 2005b. Increasing Alkalinity versus decreasing Crustal Assimilation with time in the Pontine Islands (Tyrrhenian Sea, Central Italy): An unusual scheme in the Italian Volcanism. in prep. for Journal of Petrology.

Cadoux, A., 2005. Le magmatisme acide Plio-Pleistocène de la Marge Tyrrhénienne (Italie Centrale) : Géochronologie, Pétrogénèse et Implications Géodynamiques. Earth Sciences Thesis, Université Paris Sud XI, Orsay.

Cadoux, A., Pinti, D. L., Peccerillo, A., Hémond, C., Douville, E., and Gillot, P.-Y., 2005b, Increasing Alkalinity versus decreasing Crustal Assimilation with time in the Pontine Islands (Tyrrhenian Sea, Central Italy): An unusual scheme in the Italian Volcanism: in prep. for Journal of Petrology.

Caggianelli, A. et al., 1991. Lower crustal granite genesis connected with chemical fractionation in the continental crust of Calabria (Southern Italy). Eur. J. Mineral., 3: 159-180.

Civetta, L., Orsi, G., Scandone, P. and Pece, R., 1978. Eastward migration of the Tuscan anatectic magmatism due to anticlockwise rotation of the Appennines. Nature, 276: 604-605.

Clausen, C. and Holm, P.M., 1990. Origin of the acidic volcanics of the Tolfa district, Tuscan Province, central Italy: an elemental and Sr-isotopic study. Contrib. Mineral. Petrol., 105: 403-411.

Conte, A.M. and Dolfi, D., 2002. Petrological and geochemical characteristics of Plio-Pleistocene Volcanics from Ponza Island (Tyrrhenian Sea, Italy). Mineral. Petrol., 74: 75-94.

Conticelli, S., 1998. The effect of crustal contamination on ultrapotassic magmas with lamproitic affinity: mineralogical, geochemical and isotope data from the Torre Alfina lavas and xenoliths, Central Italy. Chemical Geology, 149(1-2): 51-81.

Conticelli, S., D'Antonio, M., Pinarelli, L. and Civetta, L., 2002. Source contamination and mantle heterogeneity in the genesis of Italian potassic and ultrapotassic volcanic rocks: Sr-Nd-Pb isotope data from Roman province and southern Tuscany. Mineralogy and Petrology, 74: 189-222.

De Rita, D. et al., 1986. Geological and structural characteristics of the Pontine islands (Italy) and implications with the evolution of the Tyrrhenian margin. Mem. Soc. Geol. It., 36: 55-65.

Dini, A., Innocenti, F., Rocchi, S., Tonarini, S. and Westerman, D.S., 2002. The magmatic evolution of the late Miocene laccolith–pluton–dyke granitic complex of Elba Island, Italy. Geol. Mag., 139(3): 257–279.

Elkins-Tanton, L.T., 2005. Continental magmatism caused by lithospheric delamination. http://www.mantleplumes.org/LithDelam.html.

Ewart, T.A., 1979. A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. In: F. Baker (Editor), Trondhjemites, dacites and related rocks, The Hague,. Elsevier, pp. 113-121.

Ferrara, G., Petrini, R., Serri, G. and Tonarini, S., 1989. Petrology and isotope-geochemistry of San Vincenzo rhyolites (Tuscany, Italy). Bull. Volcanol., 51: 379-388.

Gasperini, D. et al., 2002. Upwelling of deep mantle material through a plate window: Evidence from the geochemistry of Italian basaltic volcanics. J. Geophys. Res., 107(B12): 2367-2386.

Gianelli, G. and Puxeddu, M., 1979. An attempt of classifying the Tuscan Paleozoic: geochemical data. Memorie della Società Geologica Italiana, 20: 435-446.

Giraud, A., Dupuy, C. and Dostal, J., 1986. Behaviour of trace elements during magmatic processes in the crust: Application to acidic volcanic rocks of Tuscany (Italy). Chemical Geology, 57(3-4): 269-288.

Hawkesworth, C.J. and Vollmer, R., 1979. Crustal contamination versus enriched mantle: $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ evidence from the Italian volcanics. Contribution of Mineral. Petrol., 69: 151-165.

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 Planet. Sci. Lett., 144: 93-108.

Le Maitre, R.W., 1982. Numerical Petrology; statistical interpretation of geochemical data. Elsevier, Amsterdam.

Marani, M.P. et al., 1986. Pleistocene progradation and post-glacial events of the NE Tyrrhenian continental shelf between the Tiber river delta and Capo Circeo. Mem. Soc. Geol. It., 36: 67-90.

Marinelli, G., 1967. Genèse des magmas du volcanisme Plio-Quaternaire des Apennins. Geol. Rundsch., 57: 127-141.

McKenzie, D. and O'Nions, K.R., 1995. The source regions of ocean island basalts. J. Pet., 36: 133-159.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tiudle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25: 956-983.

Peccerillo, A., 2001. Geochemistry and petrogenesis of Quaternary magmatism in central-southern Italy. Geochem. Int., 39: 521-535.

Peccerillo, A., and Donati, C., 2003, Miocene-Quaternary magmatism in central-southern Italy: Period. Mineral., v. 72, p. 11-23.

Peccerillo, A. and Lustrino, M., 2005. Compositional variations of Plio-Quaternary magmatism in the circum-Tyrrhenian area: Deep- vs. shallow-mantle processes. In: G.R. Foulger, J.H. Natland, D.C. Presnall and D.L. Anderson (Editors), Plates, Plumes & Paradigms. Geological Society of America.

Pilet, S., Hernandez, J., Sylvester, P.J. and Poujol, M., 2005. The metasomatic alternative for ocean island basalt chemical heterogeneity. Earth. Planet. Sci. Lett., 236: 148-166.

Pinarelli, L., 1991. Geochemical and isotopic (Sr, Pb) evidence of crust-mantle interaction in acidic melts -- The Tolfa-Cerveteri-Manziana volcanic complex (central Italy): a case history. Chemical Geology, 92(1-3): 177-195.

Pinarelli, L., Poli, G. and Santo, P., 1989. Geochemical characterization of recent volcanism from the Tuscan magmatic province (Central Italy): the Roccastrada and San Vincenzo centers. Per. Miner., 58: 67-96.

Plank, T. and Langmuir, C.H., 1998. The geochemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. Chemical Geology, 145: 325-394.

Poli, G., 1992. Geochemistry of Tuscan Archipelago granitoids, Central Italy: the role of hybridisation processes in their genesis. J. Geol., 100: 41-56.

Poli, G., Frey, F.A. and Ferrara, G., 1984. Geochemical characteristics of the south Tuscany (Italy) volcanic province: Constraints on lava petrogenesis. Chemical Geology, 43(3-4): 203-221.

Poli, G., Ghezzo, C. and Conticelli, S., 1989a. Geochemistry of granitic rocks from the Hercynian Sardinia-Corsica batholith: Implication for magma genesis. Lithos, 23(4): 247-266.

Poli, G., Manetti, P. and Tommasini, S., 1989b. A petrological review on Miocene-Pliocene intrusive rocks from southern Tuscany and Tyrrhenian sea (Italy). Period. Mineral., 58: 109-126.

Rosenbaum, G. and Lister, G.S., 2004. Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. TECTONICS, 23(TC1013): 1-17.

Savelli, C., 1984. Età K/Ar delle principali manifestazioni riolitiche dell'isola di Ponza. Rend. Soc. Geol. Ital., 6: 39-42.

Savelli, C., 1987. K/Ar ages and chemical data of volcanism in the western Pontine Islands (Tyrrhenian Sea). Boll. Soc. It., 106: 356-546.

Serri, G., 1990. Neogene-Quaternary magmatism of the Tyrrhenian region: characterization of the magma sources and geodynamic implications. Mem. Soc. Geol. It., 41: 219-242.

Serri, G., Innocenti, F. and Manetti, P., 1993. Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of central Italy. Tectonophysics, 223(1-2): 117-147.

Serri, G., Innocenti, F. and Manetti, P., 2001. Magmatism from Mesozoic to Present: petrogenesis, time-space distribution and geodynamic implications. In: G.B. Vai and I.P. Martini (Editors), Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean Basins. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, pp. 77-104.

Spakman, W. and Wortel, R., 2004. A Tomographic View on Western Mediterranean Geodynamics. In: W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli and P.A. Ziegler (Editors), The TRANSMED Atlas, The Mediterranean Region from Crust to Mantle. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 31-52.

Turi, B., Taylor, H.P. and Ferrara, G., 1991. Comparisons of $^{18}O/^{16}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ in volcanic rocks from the Pontine Islands, M. Ernici and Campania with other areas in Italy. In: H.P. Taylor, J.R. O'Neil and I.R. Kaplan (Editors), Stable isotope geochemistry: a tribute to Samuel Epstein. Spec. Publ. The Geochemical Society, pp. 307-324.

Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W., 1987. A-type granites: Geochimical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contr. Mineralogy and Petrology, 87: 319-327.

Wood, D.A., Joron, J.L., Treuil, M., Norry, M. and Traney, J., 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. Contrib. Mineral. Petrol., 70: 319-339.

Zindler, A., Jagoutz, E. and Goldstein, S., 1982. Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective. Nature, 298: 519-523.

Zitellini, N. and Marani, M., 1986. Tettonica compressiva post-rift nel margine tirrenico tosco-laziale, Atti 73° Congr. Soc. Geol. It., Roma (Italy).

Zitellini, N., Marani, M. and Borsetti, A.M., 1984. Postorogenic tectonic evolution of Palmarola and Ventotene Basins (Pontine Archipelago). Mem. Soc. Geol. It., 27: 121-131.

Table 1. Pb isotope compositions for intermediate-felsic rocks from the Tuscan Province and the Pontine Archipelago

Sample	Locality	Unit	Rock type	Age (Ma)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
Pontine Archipelago							
83A	Ponza Island	dyke	rhyolite	3.77 [a]	18.789	15.674	38.979
83E	Ponza Island	hyaloclastite	rhyolite	3.73 [a]	18.807	15.678	38.996
83F2	Ponza Island	hyaloclastite	rhyolite	3.16 [a]	18.803	15.676	38.993
83L	Ponza Island	hyaloclastite	rhyolite		18.807	15.678	38.997
83M3	Ponza Island	hyaloclastite	rhyolite	3.86 [a]	18.802	15.676	38.994
					18.797	15.669	38.973
83N	Ponza Island	dyke	rhyolite	4.20 [a]	18.783	15.676	38.972
					18.778	15.671	38.957
83T	Ponza Island	hyaloclastite	rhyolite	3.08 [a]	18.793	15.667	38.968
83R	Ponza Island	Punta della Guardia neck	trachyte		18.766	15.671	38.967
83T2	Ponza Island	Mt. Guardia dome	trachyte	1.03 [a]	18.760	15.665	38.942
					18.757	15.663	38.940
83AA	Palmarola Island	hyaloclastite	rhyolite	1.63 [a]	18.825	15.677	39.038
					18.812	15.663	38.991
83Z	Palmarola Island	dome	rhyolite	1.52 [a]	18.810	15.671	39.008
Tuscany (TMP)							
84AE	Monte Amiata	OLL	trachydacite	0.3 [b, c]	18.721	15.678	38.992
84AF	Monte Amiata	OLL	trachydacite	"	18.723	15.680	38.999
84AH	Monte Amiata	DLC	trachydacite	"	18.721	15.681	39.003
84AN	Monte Amiata	DLC	trachydacite	"	18.718	15.681	39.003
84AO	Monte Amiata	DLC	trachydacite	"	18.716	15.677	38.994
84AV	Monte Amiata	BTC	trachydacite	"	18.716	15.676	38.987
84AW	Monte Amiata	BTC	trachydacite	"	18.712	15.674	38.980
84BD	Monte Amiata	BTC	trachydacite	"	18.716	15.677	38.991
84BE	Monte Amiata	BTC	trachydacite	"	18.714	15.674	38.977
84AD	Monte Amiata	magmatic enclave	trachyandesite		18.730	15.679	39.003
84AM	Monte Amiata	magmatic enclave	balsaltic trachyandesite		18.731	15.678	39.002
					18.724	15.671	38.978
84AQ	Monte Amiata	magmatic enclave	trachyandesite		18.733	15.678	39.000
84BH	Radicofani		balsaltic andesite	1.3 [d]	18.694	15.680	39.017
					18.687	15.669	38.975
84V	Roccastrada		rhyolite	2.67 [b]	18.725	15.679	38.978
84X	Roccastrada		rhyolite	2.68 [b]	18.732	15.685	38.992
TOS10	San Vincenzo		rhyolite	5.09 [b]	18.739	15.685	38.948
					18.742	15.688	38.954
TOS11	San Vincenzo	Botro ai Marmi	aplite	5.13 [b]	18.764	15.704	38.954
					18.768	15.708	38.969
ELB7	Elba Island	Monte Capanne	rhyolite	6.9 [e]	18.751	15.688	38.963
					18.746	15.682	38.944
mean value					18.753	15.677	38.982
std deviation					0.038	0.009	0.022

BTC = Basal Trachydacitic Complex; DLC = Domes and Lava flows Complex; OLL = final Olivine Latitic Lava Flows
a: K/Ar ages published in Cadoux et al. (2005); b: Cadoux (2005); c: Biggazi et al. (1981); d: Pasquarè et al. (1983) and D'Orazio et al. (1991); e: Dini et al. (2002)

Table 2. Principal Component Analysis (PCA) summary tables

a) Correlation matrix

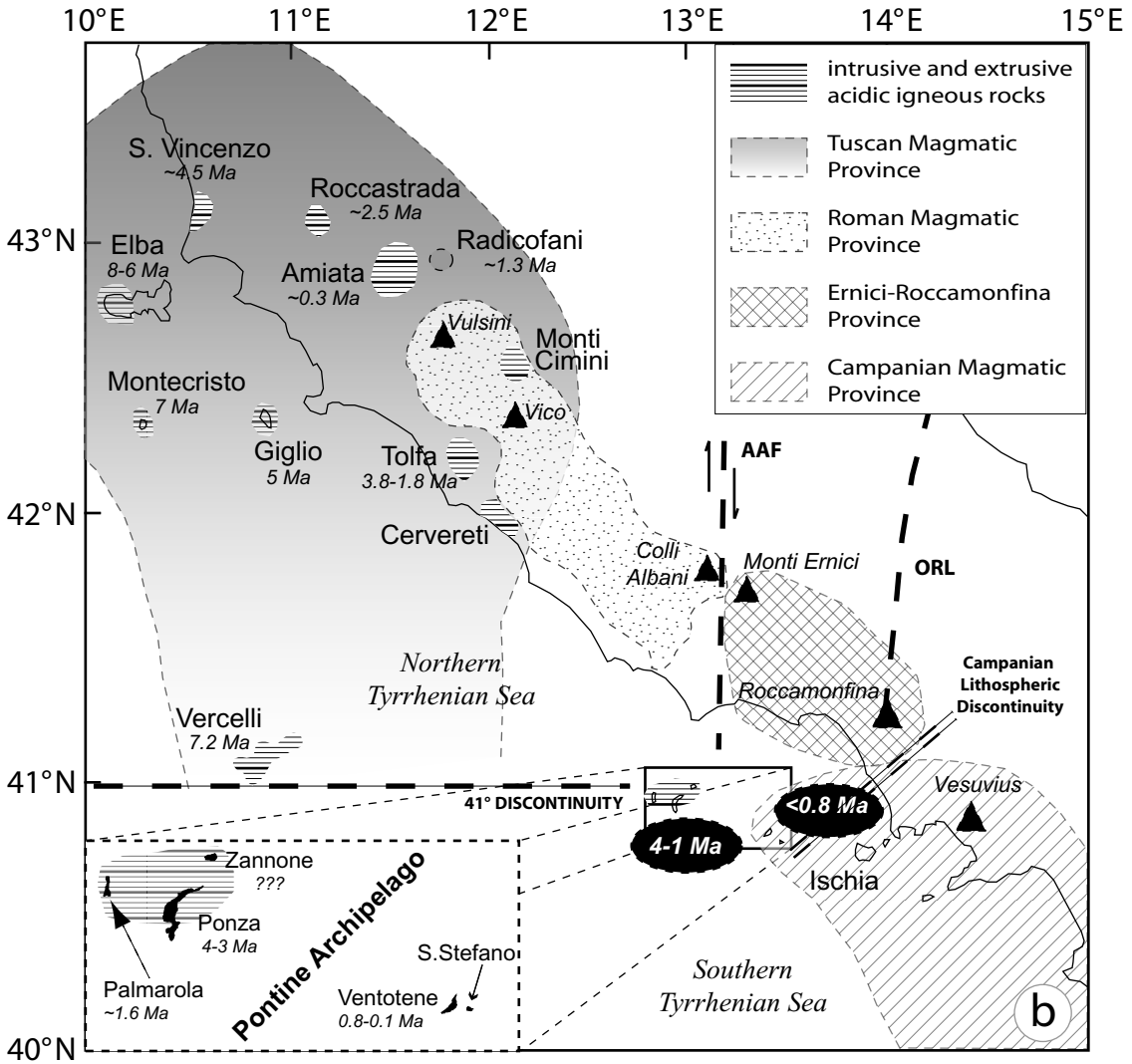
1	0.9633	0.9716
0.9633	1	0.9176
0.9716	0.9176	1

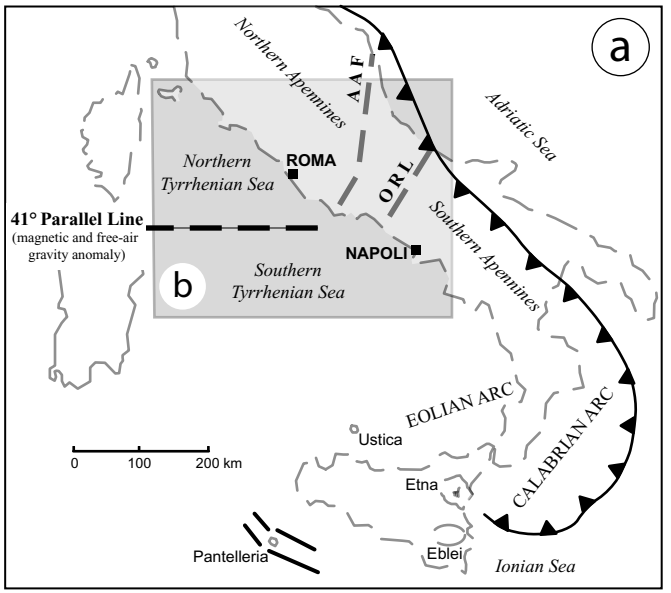
b) Correlation coefficients (R) between the isotopic ratios and the three axis V1, V2 and V3

	$^{204}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{208}Pb/^{206}Pb$
V1	-0.8098	0.3618	0.4619
V2	0.0567	-0.7352	0.6754
V3	0.5840	0.5731	0.5749

c) Eigenvalues, percentage and cumulative percentage of explained variance for the TMP and Pontine rocks Pb isotope data

Axis	Eigenvalue	Percent	Cum. Percent
1	2.9019	96.73	96.73
2	0.0827	2.76	99.49
3	0.0154	0.51	100.00
Sum	3	100	





AAF : Ancona-**A**nzio **F**ault
ORL : Ortona-**R**occamonfina **L**ine

Figure 1

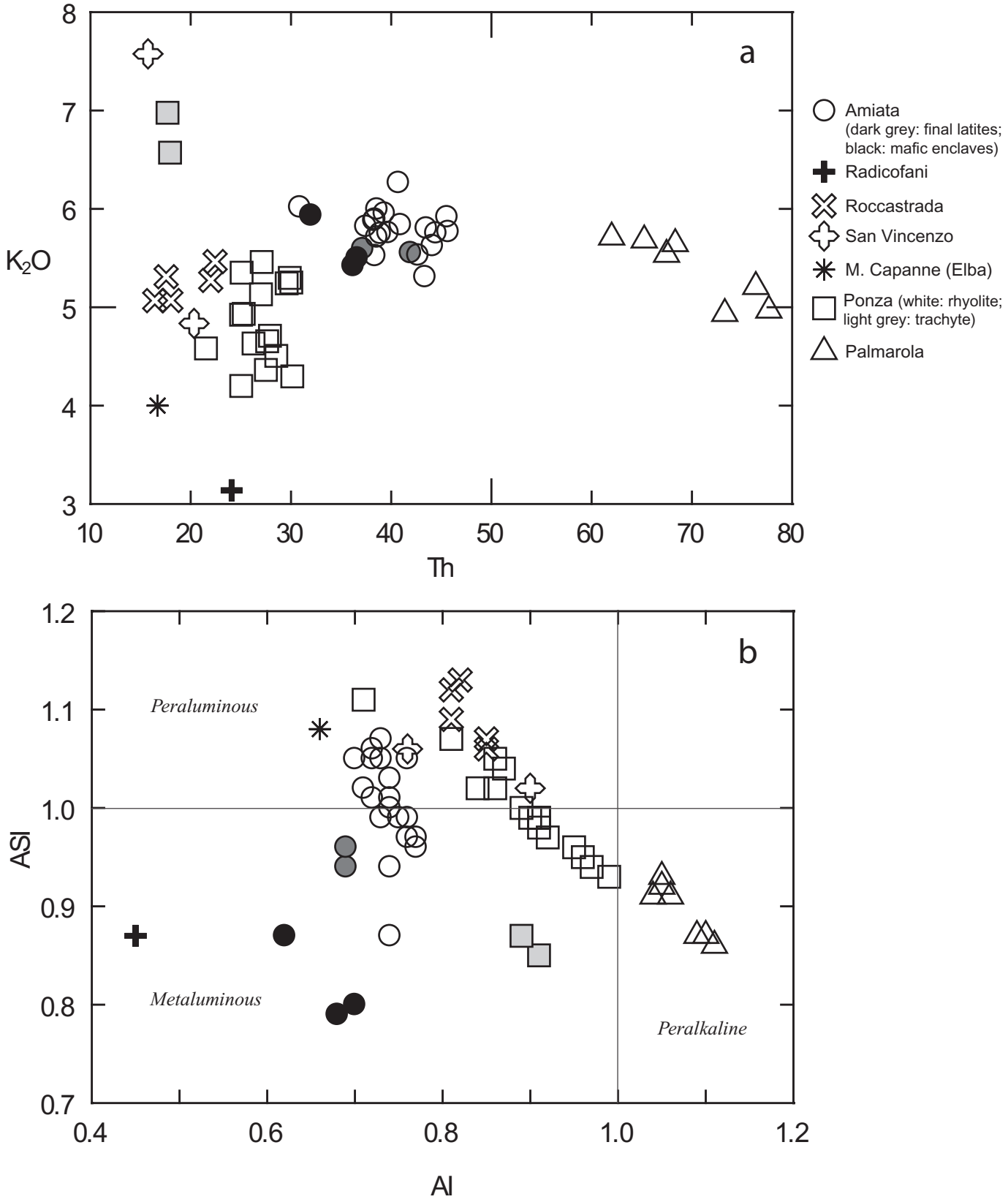

a
b
K_2O
Th
ASI
Al
Peraluminous
Metaluminous
Peralkaline
Amiata
(dark grey: final latites;
black: mafic enclaves)
Radicofani
Roccastrada
San Vincenzo
M. Capanne (Elba)
Ponza (white: rhyolite;
light grey: trachyte)
Palmarola

Figure 2

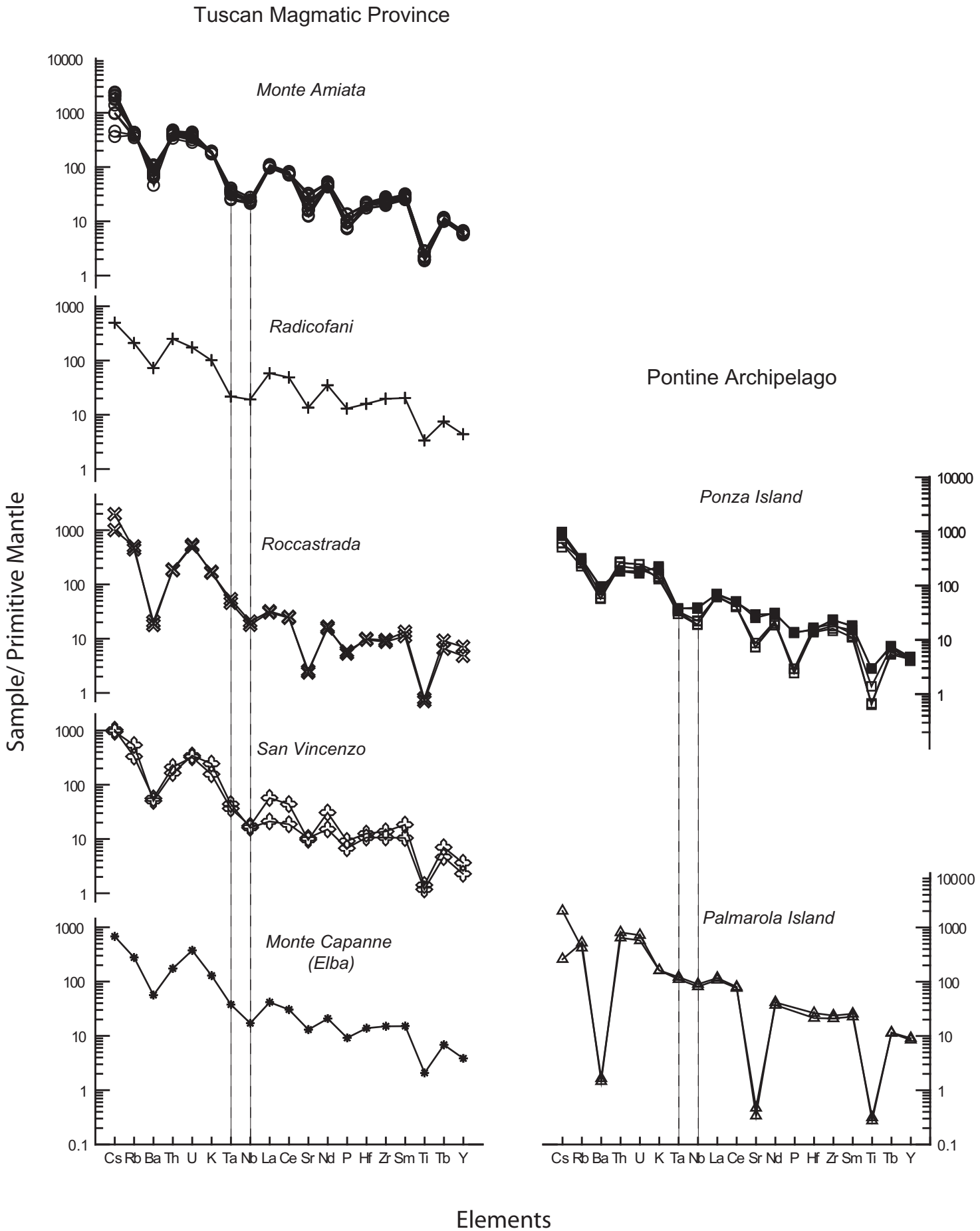
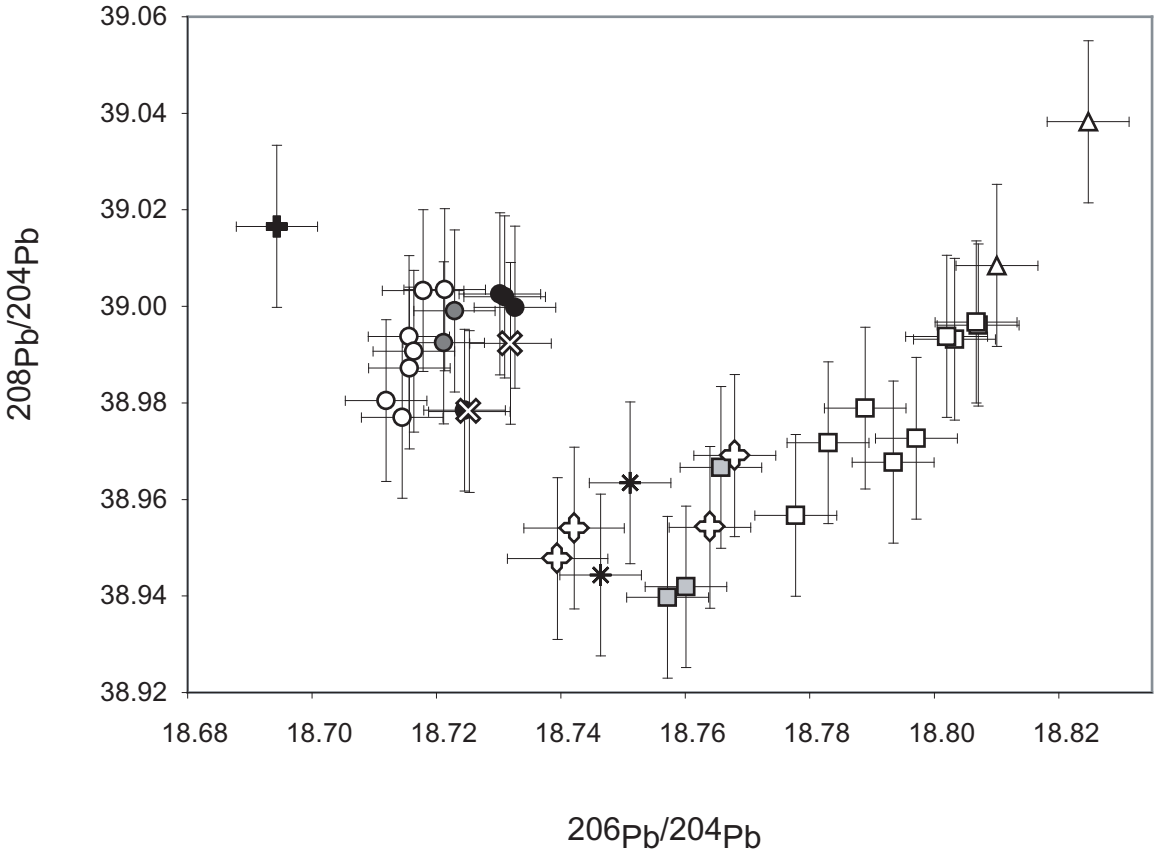

Tuscan Magmatic Province
Pontine Archipelago
Monte Amiata
Radicofani
Roccastrada
San Vincenzo
Monte Capanne
(Elba)
Ponza Island
Palmarola Island
Sample/ Primitive Mantle
Elements
Cs Rb Ba Th U K Ta Nb La Ce Sr Nd P Hf Zr Sm Ti Tb Y
10000
1000
100
10
1
0.1

Figure 3


39.06
39.04
39.02
39.00
38.98
38.96
38.94
38.92
18.68
18.70
18.72
18.74
18.76
18.78
18.80
18.82
208Pb/204Pb
206Pb/204Pb

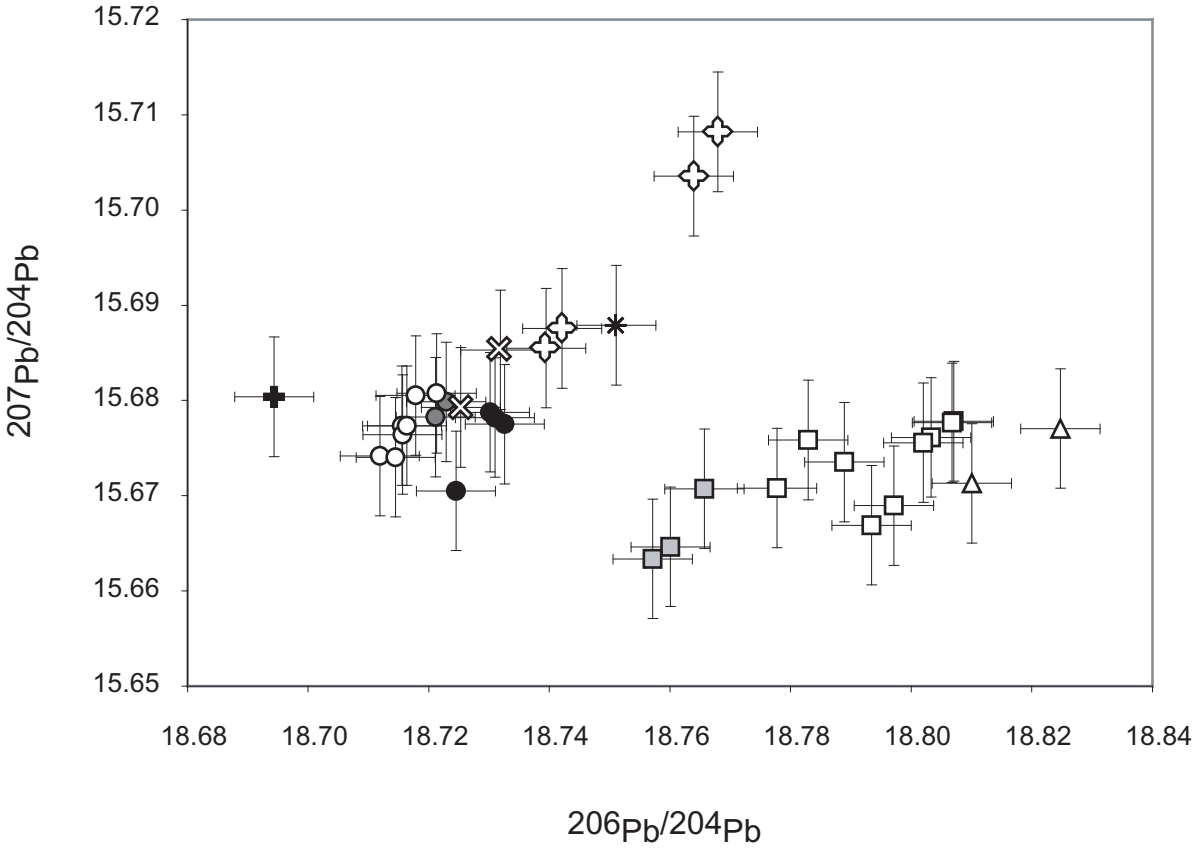
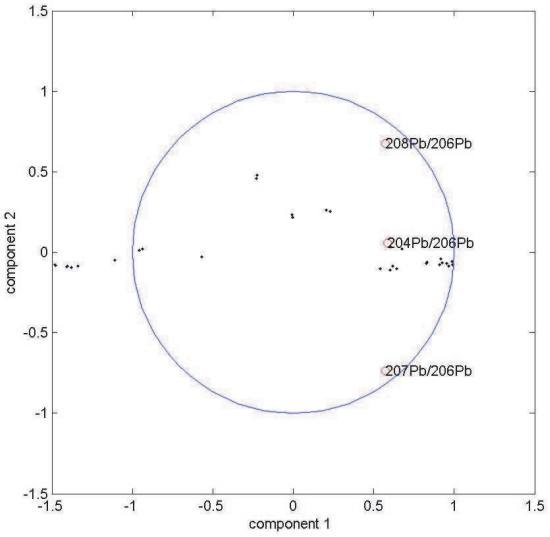
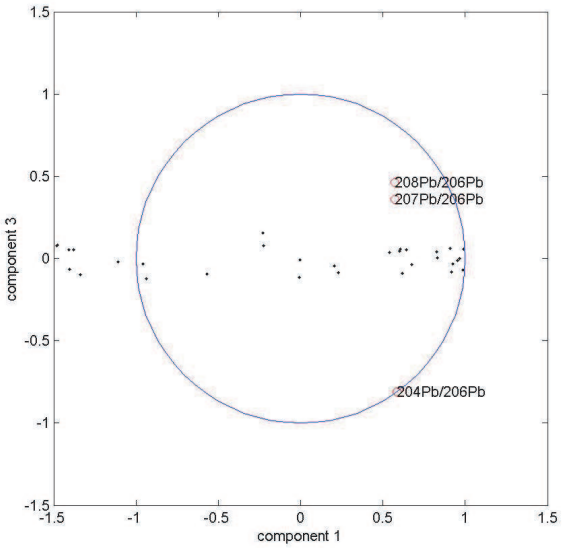

15.72
15.71
15.70
15.69
15.68
15.67
15.66
15.65
18.68
18.70
18.72
18.74
18.76
18.78
18.80
18.82
18.84
207Pb/204Pb
206Pb/204Pb

Figure 4


208Pb/206Pb
204Pb/206Pb
207Pb/206Pb
component 1
component 2


208Pb/206Pb
207Pb/206Pb
204Pb/206Pb
component 1
component 3

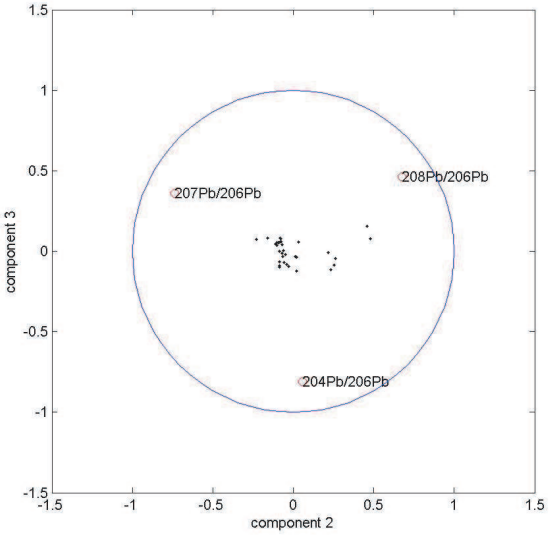

208Pb/206Pb
207Pb/206Pb
204Pb/206Pb
component 2
component 3

Figure 5

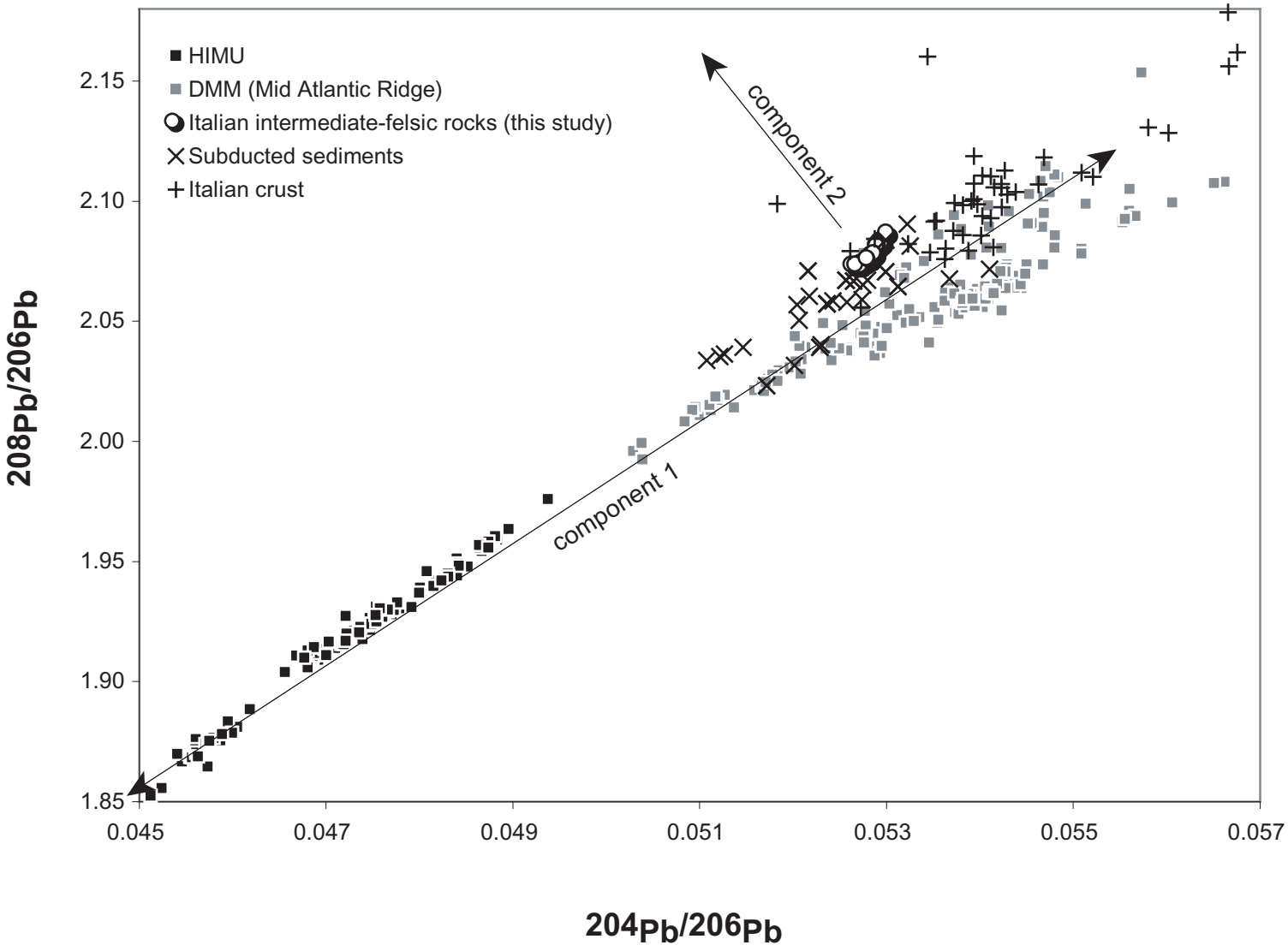

HIMU
DMM (Mid Atlantic Ridge)
Italian intermediate-felsic rocks (this study)
Subducted sediments
Italian crust
component 1
component 2
2.15
2.10
2.05
2.00
1.95
1.90
1.85
0.045
0.047
0.049
0.051
0.053
0.055
0.057
208Pb/206Pb
204Pb/206Pb

Figure 6

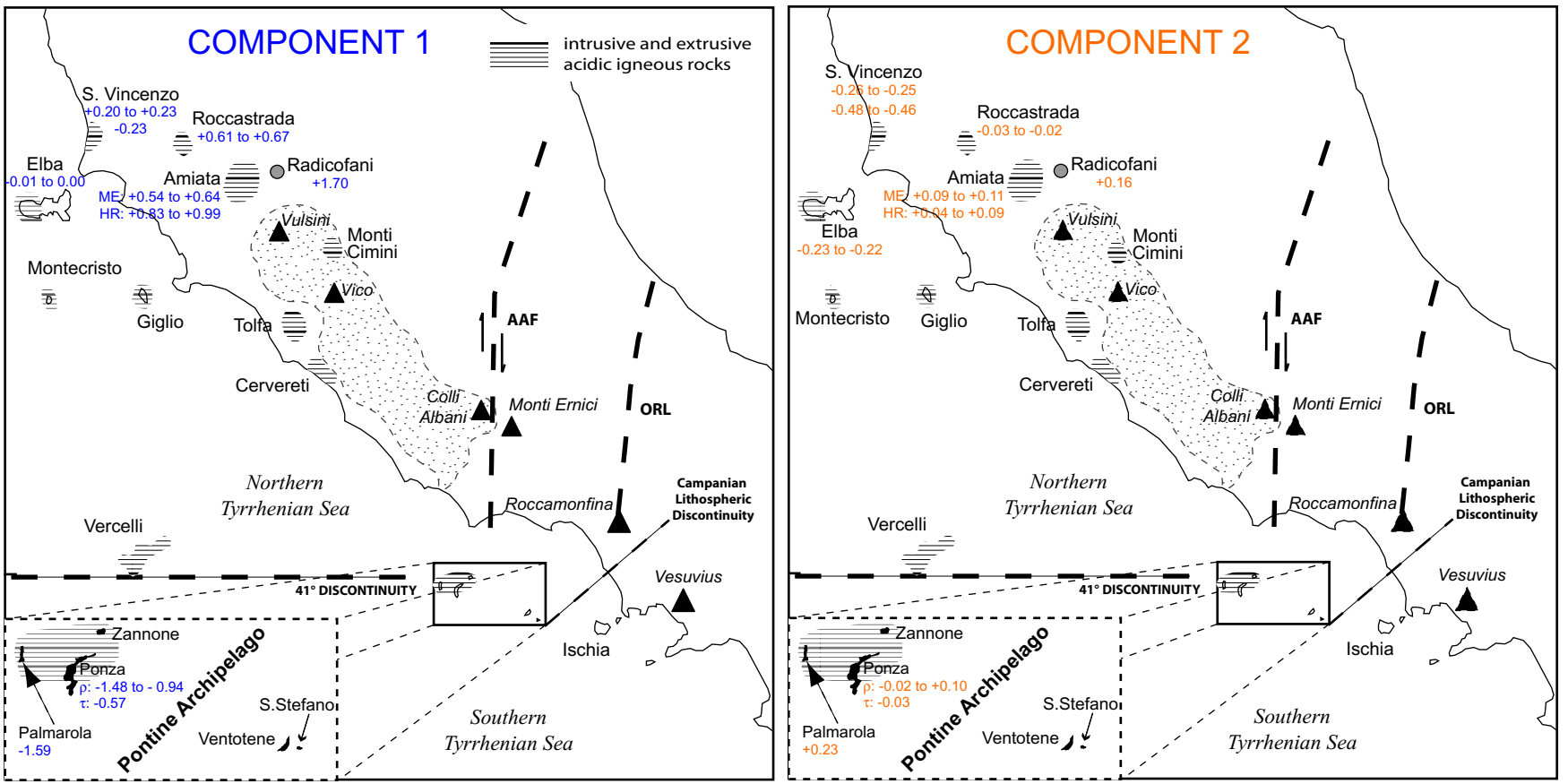
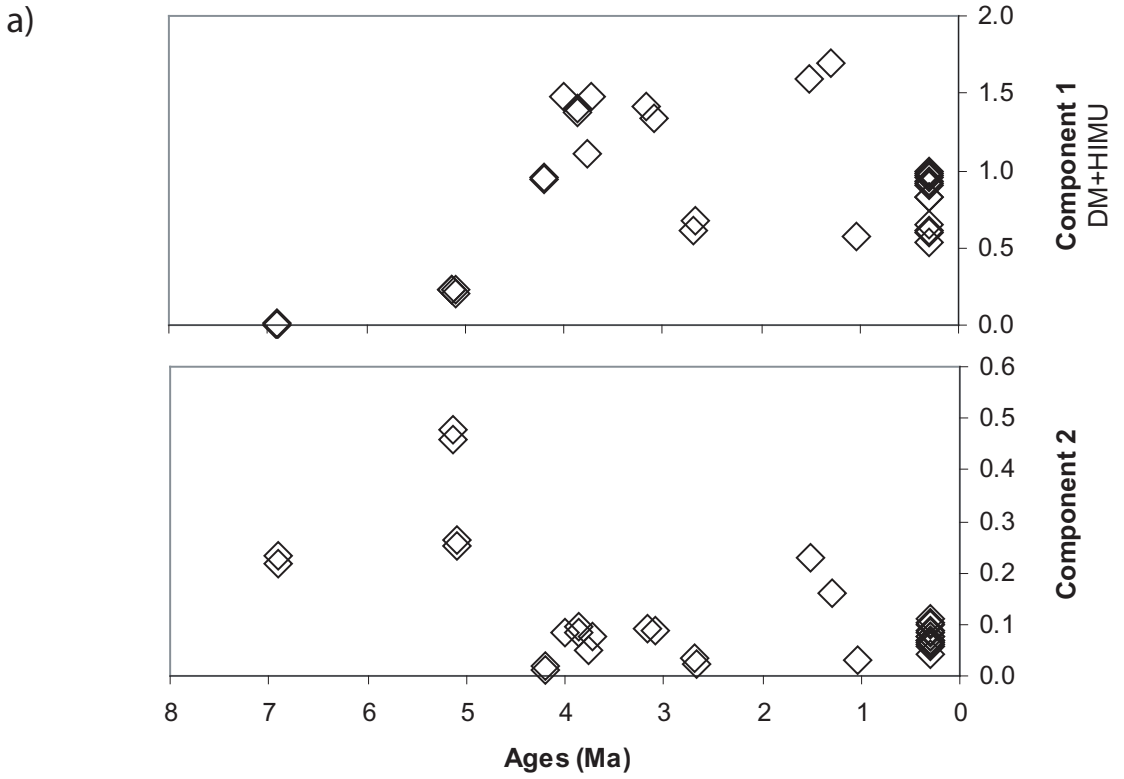

COMPONENT 1
intrusive and extrusive acidic igneous rocks
S. Vincenzo
+0.20 to +0.23
-0.23
Roccastrada
+0.61 to +0.67
Elba
-0.01 to 0.00
Amiata
Radicofani
+1.70
ME: +0.54 to +0.64
HR: +0.83 to +0.99
Vulsini
Monti Cimini
Vico
Montecristo
Giglio
Tolfa
AAF
Cervereti
Colli Albani
Monti Ernici
ORL
Northern Tyrrhenian Sea
Roccamonfina
Campanian Lithospheric Discontinuity
Vercelli
41° DISCONTINUITY
Vesuvius
Zannone
Ponza
ρ: -1.48 to - 0.94
τ: -0.57
Ischia
S.Stefano
Palmarola
-1.59
Pontine Archipelago
Ventotene
Southern Tyrrhenian Sea
COMPONENT 2
S. Vincenzo
-0.26 to -0.25
-0.48 to -0.46
Roccastrada
-0.03 to -0.02
Amiata
Radicofani
+0.16
ME: +0.09 to +0.11
HR: +0.04 to +0.09
Vulsini
Elba
-0.23 to -0.22
Monti Cimini
Vico
Montecristo
Giglio
Tolfa
AAF
Cervereti
Colli Albani
Monti Ernici
ORL
Northern Tyrrhenian Sea
Roccamonfina
Campanian Lithospheric Discontinuity
Vercelli
41° DISCONTINUITY
Vesuvius
Zannone
Ponza
ρ: -0.02 to +0.10
τ: -0.03
Ischia
S.Stefano
Palmarola
+0.23
Pontine Archipelago
Ventotene
Southern Tyrrhenian Sea

Figure 7


a)
2.0
1.5
1.0
0.5
0.0
Component 1
DM+HIMU
0.6
0.5
0.4
0.3
0.2
0.1
0.0
Component 2
8
7
6
5
4
3
2
1
0
Ages (Ma)

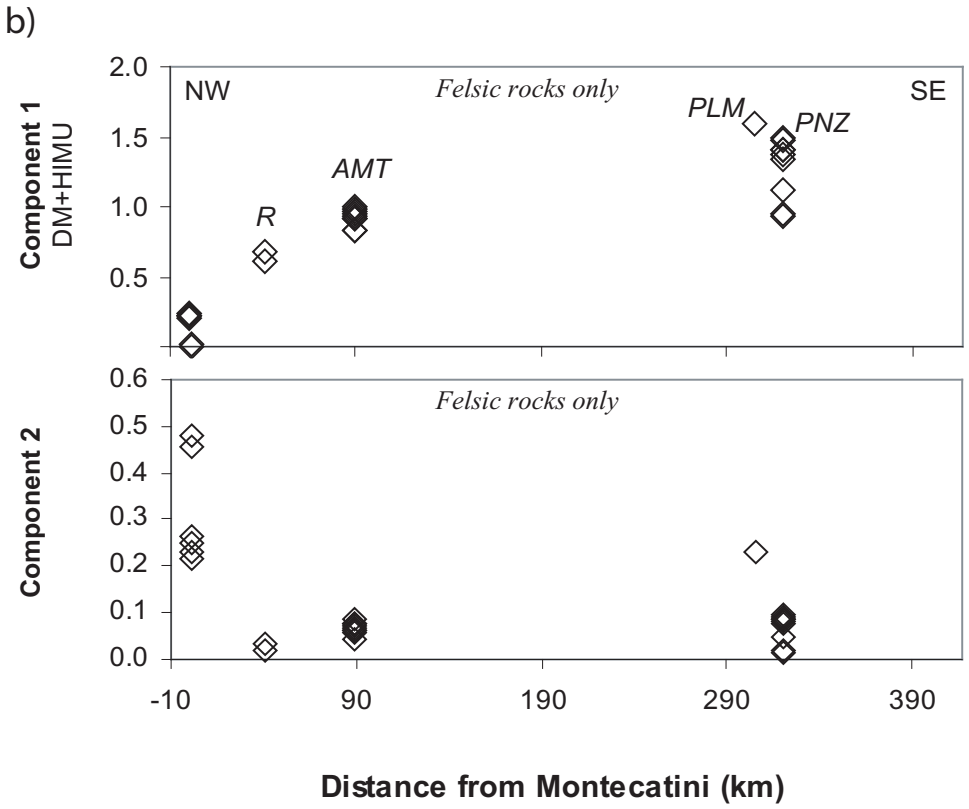

b)
NW
Felsic rocks only
SE
PLM
PNZ
AMT
R
Component 1
DM+HIMU
Felsic rocks only
Component 2
-10
90
190
290
390
Distance from Montecatini (km)

Figure 8

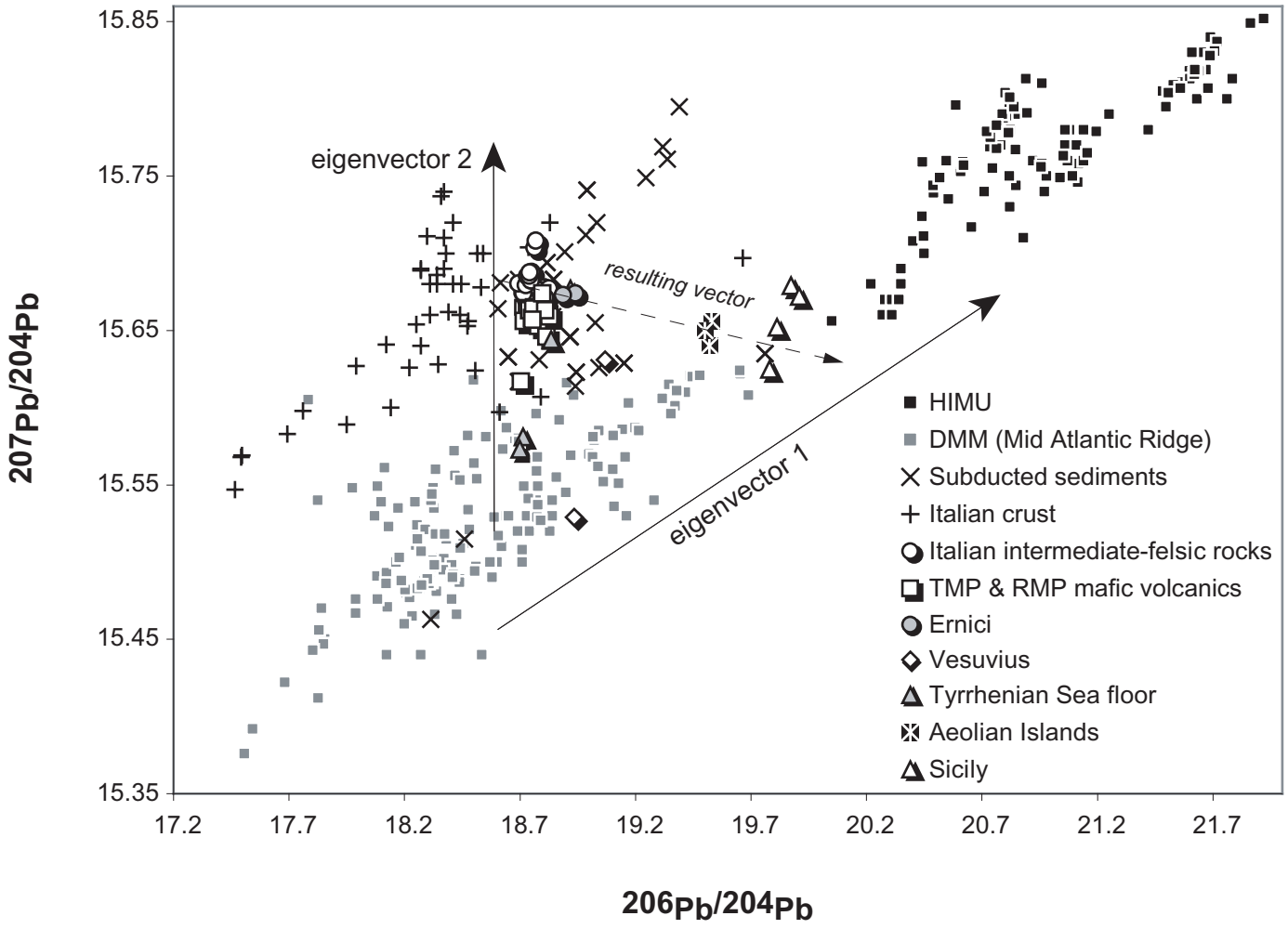

15.85
15.75
15.65
15.55
15.45
15.35
17.2
17.7
18.2
18.7
19.2
19.7
20.2
20.7
21.2
21.7
207Pb/204Pb
206Pb/204Pb
eigenvector 2
resulting vector
eigenvector 1
HIMU
DMM (Mid Atlantic Ridge)
Subducted sediments
Italian crust
Italian intermediate-felsic rocks
TMP & RMP mafic volcanics
Ernici
Vesuvius
Tyrrhenian Sea floor
Aeolian Islands
Sicily

Figure 9

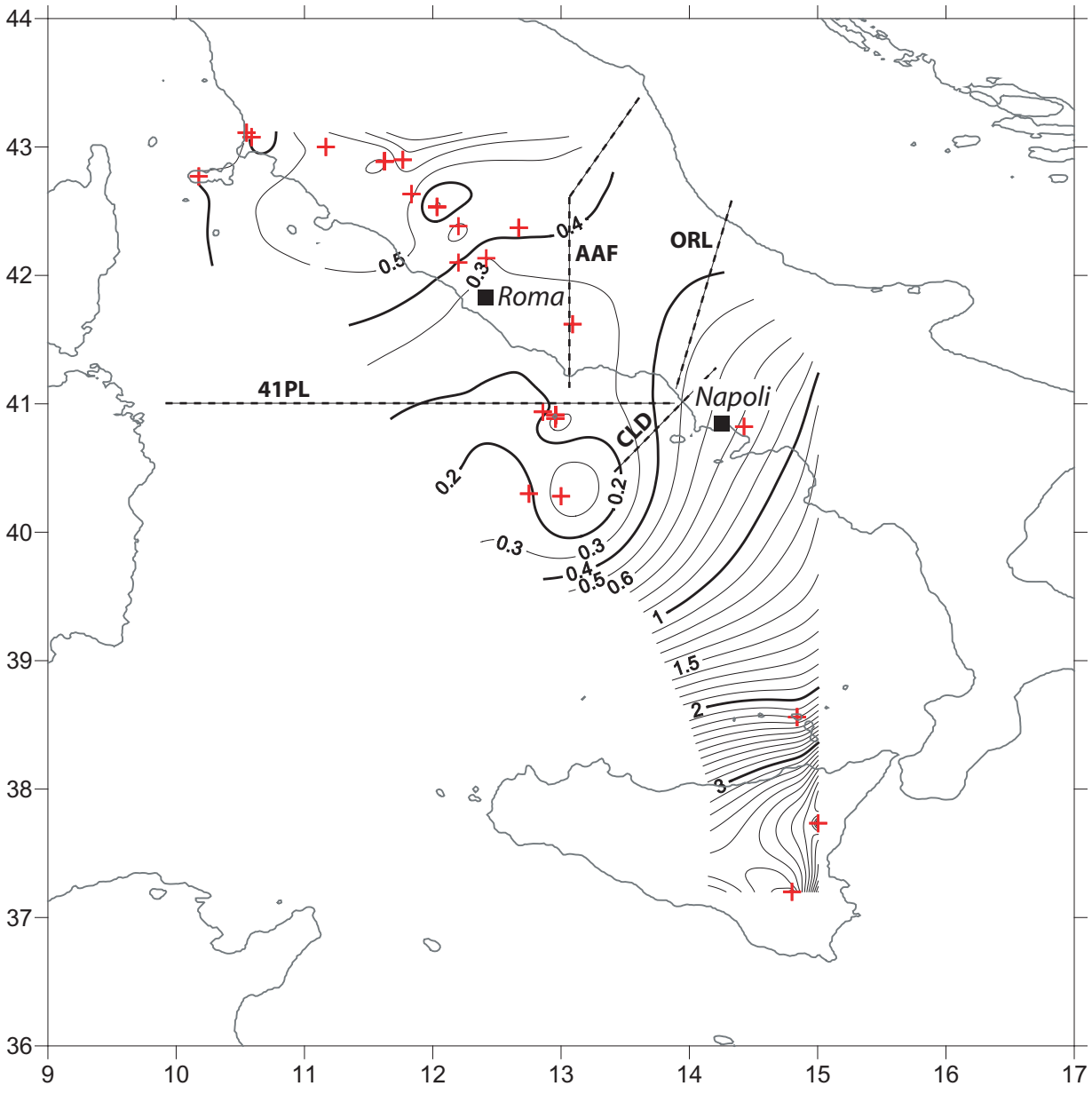

44
43
42
41
40
39
38
37
36
9
10
11
12
13
14
15
16
17
AAF
ORL
Roma
Napoli
41PL
CLD
0.2
0.3
0.4
0.5
0.6
1
1.5
2
3
4

Figure 10

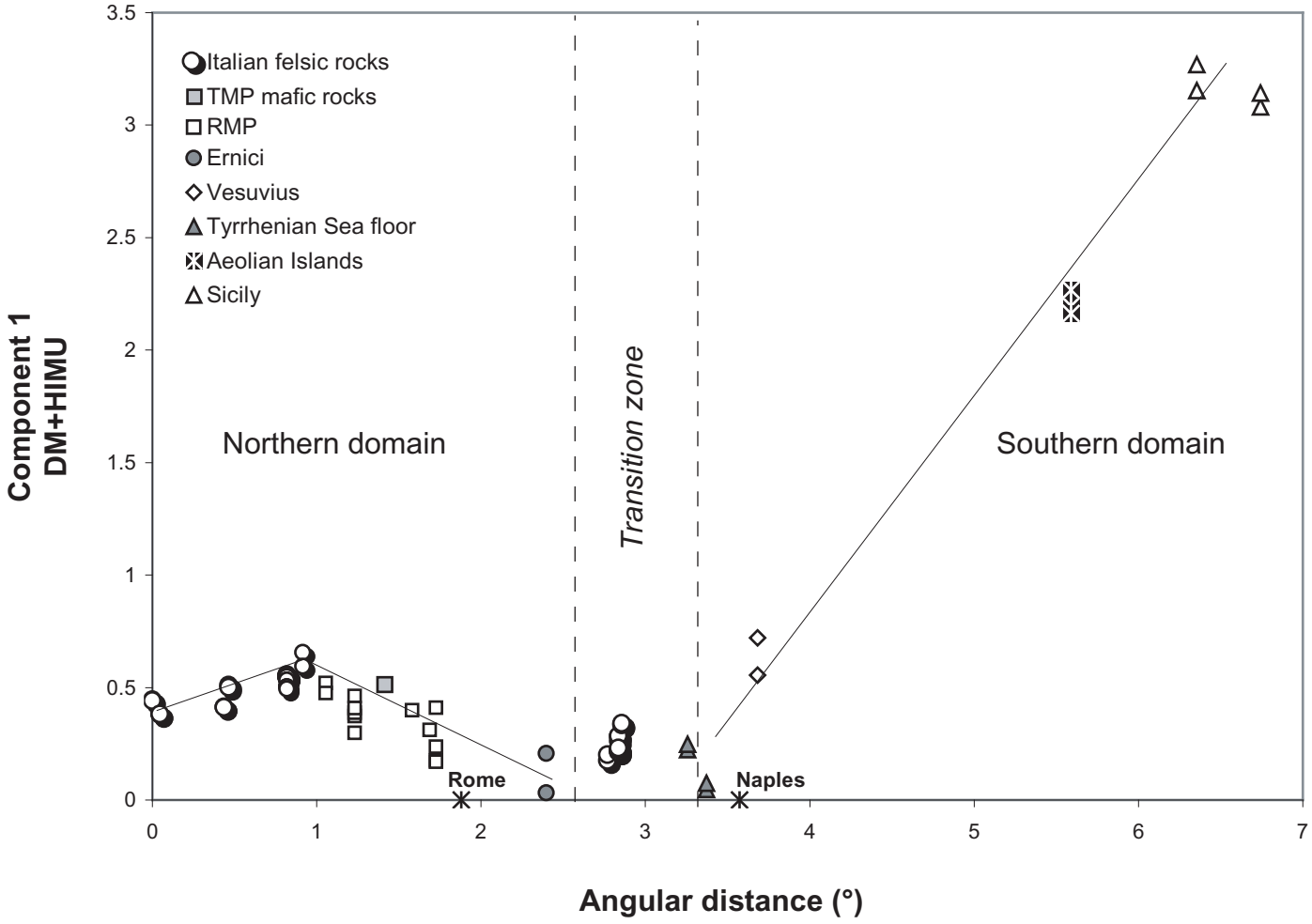

Component 1
DM+HIMU
Angular distance (°)
Italian felsic rocks
TMP mafic rocks
RMP
Ernici
Vesuvius
Tyrrhenian Sea floor
Aeolian Islands
Sicily
Northern domain
Transition zone
Southern domain
Rome
Naples
0
0.5
1
1.5
2
2.5
3
3.5
0
1
2
3
4
5
6
7

Figure 11

Conclusions générales

Conclusions générales

Les objectifs de cette thèse étaient de (1) préciser l'âge des manifestations acides de la marge Tyrrhénienne de l'Italie centrale, (2) de contribuer à mieux comprendre l'origine de ce magmatisme en déterminant, si possible, les sources et, (3) d'intégrer ces contraintes dans le cadre général du magmatisme italien et de l'ouverture de la Mer Tyrrhénienne. Une étude combinant géochronologie K-Ar et pétro-géochimie (majeurs, traces, isotopes) a donc été entreprise sur des édifices acides de la Toscane (San Vincenzo, Roccastrada, Amiata) et les îles de Ponza et Palmarola (Archipel des Pontine, région Campanienne, Golfe de Gaeta).

Les datations K-Ar sur phases séparées (technique Cassignol-Gillot) effectuées sur les roches acides de San Vincenzo et Botro ai Marmi (Chap. III-C.1) ont donné des âges précis et reproductibles, fournissant ainsi des contraintes supplémentaires sur la mise en place de celles-ci. L'échantillon de rhyolite de San Vincenzo a donné un âge de 5.09 ± 0.07 Ma tandis que la granite de Botro ai Marmi a été daté à 5.13 ± 0.07 Ma. Pour la première fois, on apporte une bonne contrainte sur la mise en place de ce pluton qui jusqu'ici se situait entre 5.70 ± 0.17 et 4.30 ± 0.13 Ma. Quant aux âges obtenus sur les rhyolites de Roccastrada (Chap. III-C.2), ce sont indubitablement les plus significatifs à ce jour. En effet, pour chaque échantillon les datations effectuées sur deux phases différentes (feldspaths et verre) sont reproductibles, et non seulement les âges ont une très bonne précision mais en plus, d'un échantillon à l'autre, ils se recoupent. Nous contraignions ainsi l'activité volcanique de Roccastrada à 2.68 ± 0.04 Ma alors qu'auparavant les âges étaient compris entre 3.5 et 2.1 Ma.

Pour le volcan de Monte Amiata (Chap. III-C.3), nous fournissons des nouveaux âges sur chaque unité (BTC, DLC et OLL). Concernant la coulée basale (BTC), nos âges, compris entre 304 ± 5 ka et 297 ± 4 ka, confirment ceux obtenus dans la littérature. Par contre, nos âges sur les deux autres unités, DLC et OLL, diffèrent de ceux précédemment publiés. Tout d'abord, nous obtenons des âges plus vieux que ceux de la littérature pour le DLC (complexe de dômes). Nous avons datés trois échantillons de cette unité et les âges obtenus sur sanidine se recoupent et sont donc significatifs. D'après nos résultats, le DLC se mettrait en place entre 298 et 280 ka, contemporainement de l'unité basale (BTC). Les données géochronologiques de la littérature, quant à elles, suggèrent que le DLC (208-185 ka) se met en place après le BTC (318-284 ka) suite à une interruption d'activité d'environ 80 ka.

Enfin, nos résultats sur la coulée latitique, supposée « terminale », sont intrigants mais pas

moins intéressants. En effet, les datations effectuées sur deux échantillons de latites donnent deux âges reproductibles et donc significatifs de 312 ± 4 et 308 ± 5 ka, ce qui donne un âge moyen de 310 ± 5 ka pour cette coulée « terminale ». Or, cet âge est supérieur à ceux que nous avons obtenus sur les deux autres unités (DLC et BTC).

Les résultats géochronologiques obtenus dans cette thèse sur le volcan de Monte Amiata ont donc des conséquences importantes sur l'évolution volcanologique de cet édifice. Auparavant, un seul âge K-Ar (obtenu sur la même phase) était disponible sur l'OLL : 209 ± 3 ka (Bigazzi et al., 1981). Même si, sur le terrain, les relations entre cette coulée et les deux autres unités n'ont pas été clairement établies à cause de la couverture végétale, en se basant (1) cet unique âge et (2) sur le caractère moins évolué de ces laves qui correspondraient donc à la vidange de la base du réservoir magmatique, il a été établi que cette coulée terminait l'activité volcanique d'Amiata. Couplées aux âges que nous avons obtenus, ces considérations nous permettent de mettre en doute que l'OLL représente vraiment la coulée terminale du volcan. Cependant, les incertitudes sur nos mesures ne nous permettent pas de dire clairement que l'OLL est plus ancienne que le BTC et le DLC. Nous pouvons suggérer que toutes ces unités se mettent en place quasi-simultanément, et que l'activité volcanique de Monte Amiata est continue. Ceci diffère du modèle d'évolution volcanologique de Ferrari et al. (1996), qui en s'appuyant sur les données géochronologiques publiées, proposent une construction de l'édifice en deux phases : l'une vers 300 ka où l'unité basale se met en place, l'autre à ~200 ka où le DLC et l'OLL se mettent en place contemporainement.

Nos observations de terrain de la coulée basale couplées à celles de Ferrari et al. (1996) nous amènent à penser que le BTC n'est pas une coulée pyroclastique mais s'est néanmoins mis en place lors d'une éruption explosive (de type sub-plinienne par exemple, avec une petite colonne éruptive).Dans notre modèle, les différents modes de mise en place (coulées, dômes) correspondent à la diminution progressive de la teneur en gaz du magma (Chap. III-C.3).

Les nouvelles données géochimiques (majeurs, traces et isotopes Sr-Nd-Pb) sur les roches de Monte Amiata et ses enclaves magmatiques basiques permettent de confirmer le mélange magmatique comme processus pétrogénétique majeur (Chap. III-D). Ce mélange se fait entre un liquide basique ultrapotassique comme on en trouve dans la PMR, et un liquide acide anatectique tel que ceux de la PMT. Ajouté à ce mélange magmatique, nous mettons en évidence une évolution par cristallisation fractionnée des produits de ce mélange, mais ce processus est secondaire comparé à l'ampleur du mélange magmatique. De part son chimisme et son très jeune âge, Amiata marque vraiment une zone où les deux provinces, PMT et PMR,

se chevauchent. Il conviendrait donc de modifier la carte des Provinces Magmatiques (Fig.I-B.2) et remonter la limite de la PMR sur Amiata.

Mais, l'apport majeur de cette thèse porte sur les îles de Ponza et Palmarola (Archipel des Pontine, Golfe de Gaeta), qui moins étudiées que les roches de la PMT, ont fait l'objet d'une étude géochronologique, pétrologique et géochimique plus détaillée et poussée (Chap.II). Sur Palmarola en particulier, avant cette étude, il y avait très peu de données. Une première étude géochronologique de ces îles (Chap.II-B.1) a permis de préciser le début et la fin de l'activité volcanique à Ponza. Les nouveaux âges K-Ar sur phases séparées ont montré que les rhyolites ne sont pas plus âgées que 4.2 Ma alors qu'un âge K-Ar de 5.4 Ma sur roche totale avait été reporté dans la littérature. Dans cette étude, on démontre que les dykes et hyaloclastites rhyolitiques qui constituent 90% de l'île de Ponza, se sont mis en place contemporainement entre 4.2 et 3.7 Ma, soit en environ 500 ka. Un nouvel épisode rhyolitique, daté à 3.1–2.9 Ma, a été mis en évidence par ces datations et correspond, sur le terrain, au remplissage des vallées par une coulée ignimbritique. L'éruption explosive à l'origine de cette coulée pourrait avoir provoqué l'activité hydrothermale de l'île enregistrée environ à la même époque (Altaner et al., 2003). Enfin, l'extrusion du dôme de Monte Guardia au Sud de l'île à 1.03 ± 0.01 Ma achève la construction de Ponza. Le début de l'activité volcanique de Palmarola a été datée pour la première fois à 1.64 ± 0.02 Ma, alors qu'il avait été estimé d'âge Pliocène sur des critères stratigraphiques (Vezzoli, 1999). En fait, les âges obtenus dans cette étude montrent que l'île de Palmarola s'est construite entièrement durant le Pléistocène inférieur, en un court laps de temps, entre 1.64 ± 0.02 et 1.52 ± 0.02 Ma (Cadoux et al., 2005a). Mais le fait le plus frappant mis en évidence dans cette étude, est la coexistence de magmas d'affinités très différentes dans une zone spatiale si petite (seulement quelques kilomètres). Une analyse qualitative des données en éléments majeurs et trace montre que les rhyolites calco-alcalines riche en K de Ponza sont représentatives de magmas orogéniques avec une source dont la composition chimique serait proche de celle des basaltes d'arcs insulaires (IAB) ou ceux des marges continentales actives. Quant aux rhyolites de Palmarola, les nouvelles données géochimiques montrent que leur composition approche celle des roches de type comendite/pantellerite. Nous les avons définies comme des rhyolites « modérément hyperalcalines » (« mildly peralkaline rhyolites »). Elles ont des caractéristiques proches de celles de magmas anorogéniques type OIB, mais ont toutefois préservé une empreinte de la subduction dans leur signature géochimique. D'après l'analyse qualitative des données en majeurs et traces, nous avons proposé que la présence de ces deux types différents de rhyolites (celles de Ponza et celles de Palmarola) pourrait être due à des

sources différentes liées à un changement de contexte tectonique entre le Pliocène et le Pléistocène. Les rhyolites Pliocène de Ponza se mettraient en place dans un contexte syn- à tardi-collisionnel alors que les rhyolites plus jeunes de Palmarola se mettraient en place dans un contexte tardi- à post-collision. Les compositions isotopiques en Sr, Nd et Pb ont confirmé l'existence de sources différentes pour les rhyolites de Ponza et celles de Palmarola. En effet, les rhyolites Pliocène de Ponza ont des rapports isotopiques similaires à ceux des roches de la PMR ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.710 ; $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.51213-0.51221 ; $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.778-18.807, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.667-15.678, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.957-38.997), alors que les produits Pléistocène, comprenant les rhyolites de Palmarola mais aussi le trachyte de Ponza, ont des rapports isotopiques comparables à ceux des roches de Roccamonfina et de la PMC ($^{87}Sr/^{86}Sr$ variables 0.708-0.711, mais $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.51233-0.51235 ; $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.757-18.825, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.663-15.677, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.940-39.038). La grande variation des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ des rhyolites de Palmarola est liée à leur très faible teneur en Sr et probablement à la circulation de fluides riches en Rb.

Il faut souligner que les données Pb acquises dans cette étude sont les premières sur les îles de Ponza et Palmarola. De plus, nous fournissons les premières analyses de minéraux et les premiers rapports isotopiques du Nd pour l'île de Palmarola.

Les modélisations géochimiques réalisées (Chap.II-B.2, article à soumettre à J. Petrology) ont montré que le processus pétrogénétique dominant à l'origine des roches de Ponza et Palmarola est la cristallisation fractionnée accompagnée par une contamination crustale plus ou moins forte, à partir de liquides mantelliques différents :

- les rhyolites de Ponza peuvent dériver de liquides andésitiques calco-alcalins de composition similaire à celle des andésites de Panarea (Archipel Eolien), par exemple. Durant la cristallisation fractionnée, ces magmas subissent une forte contamination crustale.
- Les rhyolites de Palmarola peuvent dériver de liquides andésitiques intermédiaires calco-alcalins/shoshonitiques comme ceux de Lipari (Archipel Eolien), par exemple. Les rhyolites de Palmarola sont issus d'un processus de cristallisation fractionnée très poussé (~90%). De plus, leur enrichissement en éléments incompatibles et particulièrement en HFSE est probablement du a la présence de phases riches en volatiles (halogen-sulfur-CO2) comme cela a été évoqué pour les comendites de Ponza (Conte et Dolfi, 2002) et les syenites (Belkin et al., 1996). Et en effet, j'ai observé dans les rhyolites de Palmarola, des inclusions très riches en bulles (alors que dans les rhyolites de Ponza, il n'y a qu'une petite bulle de retrait), et le verre de Palmarola a des quantités non négligeables en Cl et F (cf. Table 1, Chap.II-B).
- Les trachytes de Ponza sont issus de basaltes-trachybasaltes alcalino-potassiques comparables à ceux de Ventotene ou Roccamonfina. Etant donné le proximité en termes d'âge et de distance de Ponza et Ventotene, il est probable qu'ils proviennent de la même chambre magmatique plus ou moins

bien stratifiée. Les liquides les plus évolués (trachytes) en haut de la chambre magmatique sont émis en premier (1.03 ± 0.01 Ma). Il y a sans doute des turbulences dans la chambre magmatique qui font que les basaltes se mélangent un peu avec les liquides plus évolués (d'où la présence d'olivine Mg et de bytownite dans les trachytes), ces turbulences pourraient être provoquées au moment de l'éruption. Nous confirmons ainsi le lien génétique entre le trachyte de Ponza et les basaltes et trachybasaltes de Ventotene. Ces liquides sont émis plus tard à partir de 0.8 Ma.

Enfin, on montre que la contamination crustale diminue dans le temps et on propose un modèle de réinjections successives de liquides mantelliques dans un réservoir. Lors de la première injection, le magma interagit avec une croûte juvénile (fertile), d'où une importante contamination, ce premier évènement pourrait être à l'origine des rhyolites de Ponza. Suite à ces premières interactions croûte - liquides mantelliques, la croûte est modifiée aux parois du réservoir. Lors de l'injection suivante, les liquides mantelliques sont un peu plus protégés de la croûte car elle a été déjà précédemment modifiée, cela pourrait donner naissance aux rhyolites de Palmarola. Après cet épisode, la chambre est encore plus préservée de l'interaction avec la vraie croûte, d'où très peu de contamination pour les liquides trachytiques de Ponza.

Dans le cas de Palmarola, le magma est probablement riche en fluides, ceux-ci joue un rôle dans l'enrichissement sélectif en éléments incompatibles des rhyolites de Palmarola. De plus, pour atteindre cet extrême degré de différentiation, le magma a dû résider très longtemps dans le réservoir avant d'être émis en surface.

Quant à l'absence de produits moins évolués associés aux rhyolites de Ponza et Palmarola, plusieurs hypothèses sont émises (Chap.II-B.2, Fig. 19):

(1) les laves basiques ont pu être conduites à la surface via une fracture passant par la base du réservoir où ces laves étaient stockées. Elles gisent donc peut-être sous la surface de la Mer Tyrrhénienne et n'ont pas encore été découvertes.

(2) Ou bien, elles sont restées stockées dans la croûte inférieure

(3) Ou bien encore, elles sont plaquées à la base de la croûte (« underplating »)

Pour vérifier ces hypothèses, il faudrait (1) effectuer une campagne océanographique de repérage autour de l'archipel de Pontines (plongées, draguages), (2) faire des prospections géophysiques (sismiques, gravimétriques et magnétiques) détaillées sur cette zone afin de détecter la présence de corps dense refroidis au sein de la croûte inférieure ou à sa base.

Bien qu'en première approximation, un composant crustal semblait prédominer dans la source de toutes les roches felsiques étudiées dans cette thèse, particulièrement celles de la PMT (Elbe, Vincenzo, Roccastrada, Amiata), une analyse en composantes principales (ACP)

des données isotopiques du Pb de ces roches a démontré que le composant source prédominant dans toutes ces manifestations acides est un composant mantellique, correspondant à un mélange entre les pôles DM et HIMU (Chap. IV, article à soumettre). L'ACP indique également l'intervention d'un deuxième composant enrichi, de type crustal, dans la source des roches intermédiaires-acides étudiées, mais celui-ci a un rôle mineur comparé au composant DM+HIMU. Les deux composants sources de ces roches varient en sens inverse dans l'espace ; le composant DM-HIMU augmente vers le Sud (il atteint son maximum à Palmarola) alors que, d'une manière générale, le composant crustal diminue vers le Sud.

Ainsi, même sur des roches aussi différenciées et à plus petite échelle (l'Italie centrale), on retrouve la tendance générale propre à l'ensemble de la péninsule Italienne et de la Sicile ; cette tendance, dérivée de l'étude isotopique des roches basiques, montre un mélange général entre DM et HIMU auquel s'ajoute un composant dérivé de la croûte. L'influence du pôle DM-HIMU est croissante du Nord au Sud.

Cependant, lorsque nous étendons l'ACP à l'ensemble de l'Italie en intégrant des données complémentaires, nous mettons en évidence un schéma un peu plus compliqué. En effet, même si l'on retrouve les mêmes composants sources principaux, un composant DM-HIMU dominant et un composant dérivé de la croûte moins important, on distingue tout de même deux domaines sources distincts dans lesquels ces composants évoluent différemment.

La limite entre ces deux domaines coïncide avec une zone où ont été reconnues trois discontinuités lithosphériques majeures : (1) la faille du parallèle 41°N (41PL), (2) la faille d'Ancona-Anzio et (3) la faille d'Ortona-Roccamonfina. La limite entre les deux domaines sources mis en évidence correspond donc probablement à une large zone d'interactions entre ces différentes discontinuités. Cependant, si l'on se réfère à l'évolution géodynamique de la Tyrrhénienne, on peut suggérer que cette limite est surtout contrôlée par la faille EW du 41PL. En effet, cette dernière a joué un rôle majeur dans l'ouverture de la Mer Tyrrhénienne puisque que sa formation a permis d'accommoder les différents taux d'extension entre le Nord et le Sud et a ainsi permis l'ouverture rapide de la Mer Tyrrhénienne Sud par accélération du « slab roll-back » et « steepening » (cf. Chap. I-A.3). D'après l'évolution dans l'espace du composant DM-HIMU dans chaque domaine, nous proposons deux origines différentes pour ce composant :

- dans le domaine Nord, il pourrait être liée à la délamination d'un morceau de lithosphère inférieure qui a été préalablement métasomatisée par les fluides issus de la

plaque adriatique subductée. La dépression ainsi créée entraînerait la montée de matériel asthénosphérique, à l'origine du « mantle doming » connu sous la Toscane.

- Dans le domaine Sud, il pourrait être lié tout simplement à l'ouverture rapide du bassin Tyrrhénien entraînant un amincissement extrême de la croûte. En réponse à cet amincissement, l'asthénosphère remonte.

Les roches acides étudiées dans cette thèse, celles de la PMT (San Vincenzo, Roccastrada et Amiata) et celles de l'archipel des Pontines (Ponza et Palmarola), proviendraient donc de deux domaines sources différents, ayant subi une histoire géodynamique différente.

On peut donc exclure l'idée suggérant que les rhyolites de Ponza représenterait la limite entre la PMT et la PMR/PMC. En effet, celles-ci se situent juste au Sud du 41PL, de plus :

1) géographiquement, elles se situent plutôt entre la Province d'Ernici-Roccamonfina et la PMC.
2) Bien qu'elles aient des distributions en éléments en trace incompatibles similaires aux roches acides de la PMT, elles diffèrent par leur composition isotopique en Sr, Nd et Pb.

On ne peut raisonnablement relier les rhyolites de Ponza à aucune des Provinces Magmatiques connues. Elles ont certes des compositions isotopiques comparables à celles de la PMR mais cela ne suffit pas car, d'une part, cette province appartient au domaine source Nord, elle est séparée de Ponza par une zone de discontinuités d'échelle lithosphérique, d'autre part, les rhyolites de Ponza sont beaucoup plus vielles que les roches de la PMT (< 0.6 Ma).

Je propose donc deux possibilités :

1) Les rhyolites Pliocènes de Ponza sont à relier directement à la formation de la discontinuité du 41 PL. En effet, celle-ci se formerait au Pliocène vers 6-5 Ma (Rosenbaum et Lister, 2004) (en réponse au blocage du slab roll-back au Nord tandis qu'au Sud il peut encore avoir lieu) pour permettre la poursuite de l'extension du domaine Sud. La formation de cette faille faciliterait la remontée de matériel et sa fusion par décompression. Les rhyolites de Ponza seraient alors les premiers témoins de l'ouverture de la Mer Tyrrhénienne Sud, comme les roches acides sont les témoins de l'ouverture de la Mer Tyrrhénienne Nord.
2) Comme l'ont proposé précédemment Argnani et Savelli (1999), les rhyolites de Ponza correspondraient à l'extrémité Nord d'un arc magmatique d'âge Pliocène traversant la Mer Tyrrhénienne jusqu'au seamount d'Anchise, au Nord de la Sicile, qui correspondraient à l'extrémité Sud de cet arc. Si cette hypothèse ne fait pas

l'unanimité c'est qu'il manque des données entre ces deux extrémités. Il n'en reste pas moins que cette théorie serait tout à fait cohérente avec le modèle d'évolution géodynamique de la mer Tyrrhénienne, c'est-à-dire une formation par slab roll-back. L'arc Ponza-Anchise marquerait alors la position du slab au Pliocène.

Pour valider ou écarter définitivement cette hypothèse, il faudrait acquérir des données géochronologiques et géochimiques sur les volcans sous-marins situés au Sud de Ventotene, ainsi que le seamount de Glauco localisés dans la partie central de l'arc supposé. S'ils font partie de cet arc, ils devraient être d'âge Pliocène (autour de 5 Ma) et avoir une affinité de type calco-alcaline.

Références Bibliographiques

Abbate E, Bortolotti V, Passerini P, Sagri M. 1970. Introduction to the geology of Northern Apennines. In *Development of the Northern Apennines geosynclin, Sedimentary Geol.*, ed. G Sesistini, pp. 521-58

Abratis M, Schmincke HU, Hansteen TH. 2002. Composition and evolution of submarine volcanic rocks from the central and western Canary Islands. *International Journal of Earth Sciences* 91: 562-82

Acocella V, Rossetti F. 2002. The role of extensional tectonics at different levels on granite ascent and emplacement : an example from Tuscany (Italy). *Tectonophysics* 354: 71-83

Albani A, Cristofoloni R, Di Girolamo P, Stanzione D. 1980. Rare-Earth and other trace-element distributions in the calc-alkaline volcanic rocks from deep boreholes in the phlegrean fields, Campania (South Italy). *Chem. Geol.* 28: 123-33

Albarède F. 1995. *Introduction to Geochemical Modeling*. New York: Cambridge Univ. Press. 543 pp.

Albarède F, Télouk P, Blichert-Toft J, Boyet M, Agranier A, Nelson B. 2004. Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICPMS. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68: 2725-44

Aldighieri B, Gamba A, Groppelli G, Malara F, Pasquarè G, et al. 1998. Methodology for the space-time definition of lateral collapse: the evolution model of Capraia island (Italy). In *Proceedings of IAMG'98*, ed. A Buccianti, G Nardi, R Potenza, pp. 79-85. Ischia (It.)

Allard P, Jean-Baptiste P, D'Alessandro W, Parello F, Parisi B, Flehoc C. 1997. Mantle-derived helium and carbon in groundwaters and gases of Mount Etna, Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 148: 501-16

Altaner SP, Ylagan RF, Savin SM, Aronson JL, Belkin HE, Pozzuoli A. 2003. Geothermometry, geochronology, and mass transfer associated with hydrothermal alteration of a rhyolitic hyaloclastite from Ponza Island, Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67: 275-88

Amato Aea. 1998. Geodynamic evolution of the N Apennines from recent seismological studies. *Memorie Societa' Geologica Italiana* 52: 337-43

Ambrosetti P, Azzaroli A, Bonadonna FP, Follieri M. 1972. A scheme of Pleistocene chronology for the Tyrrhenian side of Central Italy. *Bool. Soc. Geol. It.* 91: 169-84

Ambrosetti P, Bonadonna FP, Ferrara G, Fornaseri M, L. T, E. T. 1968. Segnalazione di un livello vulcanico nelle argille plioceniche della Sabina (Lazio settentrionale). *Boll. Soc. Geol. It.* 87: 333-40

Amserom Y, Jacobsen SB. 1993. The Pb isotopic evolution of the Earth: inferences from river water suspended loads. *Earth and Planetary Science Letters* 115: 245-56

Anderson H, Jackson J. 1987. The deep seismicity of the Tyrrhenian Sea. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society* 91: 613-27

Anzidei M, Baldi P, Casula, G., Galvani A, et al. 2001. Insights into present-day crustal motion in the central Mediterranean area from GPS surveys. *Geophys. J. Int.* 146: 98-110

Arana V, Barberi F, Santacroce R. 1974. Some data on the comendite type area of S. Pietro and S. Antioco islands, Sardinia. *Bull. Volcanol.* 38: 725-36

Argand E. 1916. Sur l'arc des Alpes occidentales. *Eclogae Geol. Helvet.* 14: 145-91

Argnani A. 1997. Subsidenza tettonica sul margine tirrenico occidentale. *Studi Geologici Camerti 1995* 2: 31-9

Argnani A, Marani M, Savelli C, Galassi B. 1995. Migrazione del vulcanismo di arco cenozoico ed apertura di piccoli bacini oceanici nel contesto geodinamico intraorogenico del

Mar Tirreno meridionale: un riesame. *Scritti e Documenti Accademia Nazionale delle Scienze* 14: 377-96
Argnani A, Savelli C. 1999. Cenozoic volcanism and tectonics in the southernTyrrhenian sea: space-time distribution and geodynamicsignificance. *Journal of Geodynamics* 27: 409-32
Argnani A, Savelli C. 2001. Magmatic signature of episodic back-arc rifting in the southern Tyrrhenian Sea. In *Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*, ed. PA Ziegler, pp. 735 – 54: Mem. Mus. Natl. Hist. Nat.
Argus DF, Gordon RG, DeMets CD, Stein S. 1989. Closure of the Africa–Eurasia–North America plate motions circuit and the
tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.* 94: 5585–602
Arias C, Bigazzi G, Bonadonna FP. 1980. Studio cronologico e paleomagnetico di alcune serie sedimentarie dell'Italia apenninica. Contributi alla realizzazione delle Carta Neotettonica d'Italia. *Prog. Final. Geodinamica, Pubbl. N.* 356: 1441-8
Arias C, Bigazzi G, Bonadonna FP. 1981. Size corrections and plateau age in glass shards. *Nucl. Tracks* 5: 129-36
Armienti P, Barberi F, Bizojard H, Clocchiatti R, Innocenti F, et al. 1983. The phlegraean fields: Magma evolution within a shallow chamber. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17: 289-311
Armienti P, Innocenti F, Petrini R, Pompilio M, Villari L. 1989. Petrology and Sr-Nd isotope geochemistry of recent lavas from Mt. Etna: bearing on the volcano feeding system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 39: 315-27
Aubouin J. 1965. *Geosynclines. Developments in Geotectonics*. New York: Elsevier. 355 pp.
Aubourg C, Giordano G, Mattei M, Speranza F. 2002. Magma flow in sub-aqueous rhyolitic dykes inferred from magnetic fabric analysis (Ponza Island, W. Italy). *Physics and Chemistry of the Earth* 27: 1263-72
Avanzinelli R, Bindi L, Menchetti S, Conticelli S. 2004. Crystallisation and genesis of peralkaline magmas from Pantelleria Volcano, Italy: an integrated petrological and crystal-chemical study. *Lithos* 73: 41-69
Ayuso RA, De Vivo B, Rolandi G, Seal II RR, Paone A. 1997. Geochemical and isotopic (Nd-Pb-Sr-O) variations bearing on the genesis of volcanic rocks from Vesuvius, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 82: 53-78
Babuska V, Plomerova J, Sileny J, Baer M. 1985. Deep structure of the lithosphere and seismicity of the Alps. In *Proceedings 3rd. Int. Symp. Analysis of Seismicity and Seismic Risk*, ed. V Schenk, Z Schenkova, pp. 265-70. Prague: Geophys. Inst. Czechoslovak. Acad. Sci.
Balducci S, Leoni L. 1981. Sanidine megacrysts from Mt. Amiata trachytes and Roccastrada rhyolites. *Neues Jahrbuch Mineralogie Abhandlungen* 143: 15-36
Barberi F, Bizouard H, Capaldi G, Ferrara G, Gasparini P, et al. 1978. Age and nature of basalts from the Tyrrhenian abyssal plain. In *Initial Reports DSDP*, pp. 509-14
Barberi F, Borsi S, Ferrara G, Innocenti F. 1967. Contributo alla conoscenza vulcanologica e magmatologica delle Isole dell'Archipelago Pontino. *Mem. Soc. Geol. It.* 6: 581-606
Barberi F, Coltelli M, Frullani A, Rosi M, Almeida E. 1995. Chronology and dispersal characteristics of recently (last 5000 years) erupted tephra of Cotopaxi (Ecuador): implications for long-term eruptive forecasting. *J. Volcanol. Geother. Res.* 69: 217-39
Barberi F, Gasparini P, Innocenti F, Villari L. 1973. Volcanism of the southern Tyrrhenian Sea and its geodynamic implications. *J. Geophys. Res.* 78: 5221-32
Barberi F, Innocenti F, Ferrara G, Keller J, Villari L. 1974. Evolution of Aeolian Arc volcanism (Southern Tyrrhenian Sea). *Earth and Planetary Science Letters* 27: 269-76
Barberi F, Innocenti F, Ricci CA. 1971. La Toscana meridionale. Il magmatismo. *Rendiconti Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 27: 169-210

Barbieri M, Fornaseri M, Penta A. 1968. Rubidium and potassium relationship in some volcanoes of central Italy. *Chemical Geology* 3: 189-97
Barbieri M, Gasparotto G, Lucchini F, Savelli C, Vigliotti L. 1986. Contributo allo studio del magmatismo del Mar Tirreno: l'intrusione granitica tardo-Miocenica del Monte submarino Vercelli. *Memorie della Società Geologica Italiana* 36: 41-54
Barbieri M, Peccerillo A, Poli G, Tolomeo L. 1988. Major, trace element and Sr isotopic composition of lavas from Vico volcano (Central Italy) and their evolution in an open system. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99: 485-97
Barruol G, Granet M. 2002. A Tertiary asthenospheric flow beneath the southern French Massif Central indicated by upper mantle seismic anisotropy and related to the west Mediterranean extension. *Earth and Planetary Science Letters* 202: 31-47
Bassi G, Sabadini R, Rebai S. 1997. Modern tectonic regime in the Tyrrhenian area : observations and models. *Geophys. J. Int.* 129: 330-46
Beccaluva L, Bonatti E, Dupuy C, Ferrara G, Innocenti F, et al. 1990. Geochemistry and mineralogy of volcanic rocks from ODP sites 650, 651, 655 and 654 in the Tyrrhenian Sea. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, ed. NJ Stewart, pp. 49-73. Washington: U.S. Gov. Print. Off
Beccaluva L, Di Girolamo P, Serri G. 1991. Petrogenesis and tectonic setting of the Roman Volcanic Province, Italy. *Lithos* 26: 191-221
Beccaluva L, Gabbianelli G, Lucchini F, Rossi PL, Savelli C. 1985. Petrology and K/Ar ages of volcanics dredged from the Eolian seamounts: implications for geodynamic evolution of the southern Tyrrhenian basin. *Earth and Planetary Science Letters* 74: 187-208
Beccaluva L, Macciotta G, Morbidelli L, Serri G, Traversa G. 1989. Cainozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the Sardo-Tyrrhenian area., ed. A Boriani, M Bonafede, GB Piccardo, GB Vai, pp. 229-48
Beccaluva L, Rossi PL, Serri G. 1982. Neogene to Recent volcanism of the Southern Tyrrhenian-Sicilian area: implications for the geodynamic evolution of the Calabrian Arc. *Earth Evol. Sci.* 3: 222-38
Belkin HE, De Vivo B, Lima A, Török K. 1996. Magmatic (silicates/saline/sulfur-rich/CO_2) immiscibility and zirconium and rare-earth element enrichment from alkaline magma chamber margins: evidence from Ponza Island, Pontine Archipelago, Italy. *Eur. J. Mineral.* 8: 1401-20
Bell K. 2002. *The isotope geochemistry of the mantle below Italy*. Presented at Eurocarb workshop, Italy 7th-10th June, Chieti, Abstract, 16-18.
Bell K. 2003. *Ultrapotassic rocks of East Africa and Italy. Are they plume related?* Presented at EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Abstracts from the meeting, Nice
Bell K, Castorina F, Lavecchia G, Rosatelli G, Stoppa F. 2004. Is there a mantle plume below Italy? *EOS* 85: 541-7
Bell K, Castorina F, Rosatelli G, Stoppa F. 2003. *Large scale, mantle plume activity below Italy: Isotopic evidence and volcanic consequences*, Nice
Bellieni G, Comin Chiaramonti P, Marques LS, Melfi AJ, Nardy AJR, et al. 1985. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paranà Plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology* 27: 915-44
Bellucci F, Grimaldi M, Lirer L, Rapolla A. 1997. Structure and geological evolution of the island of Ponza, Italy: inferences from geological and gravimetric data. *J. Volcanol. Geother. Res.* 79: 87-96
Bellucci F, Lirer L, Munno R. 1999. Geology of Ponza, Ventotene and Santo Stefano islands (with a 1:15,000 scale geological map). *Acta Vulcanol.* 11: 197-222

Berckhemer H. 1977. Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Aegean region. In *International Symposium on the structural history of the Mediterranean basins*, ed. BB-DaL Montadert, pp. 303-13. Paris: Technip
Berggren WA, Hilgren FJ, Langereis CG, Kent DV, Obradovi JD, et al. 1995. Late Neogene chronology : new persepectives in high-resolution stratigraphy. *GSA Bull.* 107: 1272-87
Bertagnini A, De Rita D, Landi P. 1995. Mafic inclusions in the silica-rich rocks of the Tolfa-Cerite-Manziana volcanic district (Tuscan Province, Central Italy); chemistry and mineralogy. *Mineral. Petrol.* 54: 261-76
Bigazzi G, Bonadonna FP, Belluomini G, Malpieri L. 1971. Studi sulle ossidiane italiane. IV : Datazione con il metodo delle tracce de fissione. *Boll. Soc. Geol. It* 90: 469-80
Bigazzi G, Ferrara G. 1971. Determinazione dell'età di zirconi con il metodo delle tracce di fissione. *Rendiconti Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 27: 295-384
Bijwaard H, Spakman W. 2000. Nonlinear global P-wave tomography by iterated linearised inversion. *Geophys. J. Int.* 141: 71-82
Bijwaard H, Spakman W, Engdahl ER. 1998. Closing the gap between regional and global travel time tomography. *J. Geophys. Res.* 103L: 30,055-30,78
Bindi L, Cellai D, Melluso L, Conticelli S, Morra V, Menchetti S. 1999. Crystal chemistry of clinopyroxene from alkaline undersaturated rocks of the Monte Vulture Volcano, Italy. *Lithos* 46: 259-74
Blichert-Toft J, Agranier A, Andres M, Kingsley R, Schilling J-G, Albarède F. 2005. Geochemical segmentation of the Mid-Atlantic Ridge north of Iceland and ridge–hot spot interaction in the North Atlantic. *G-cubed* 6: 1-27
Blichert-Toft J, Weis D, Maerschalk C, Agranier A, Albarède F. 2003. Hawaiian hot spot dynamics as inferred from the Hf and Pb isotope evolution of Mauna Kea volcano. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4: 8704, doi:10.1029/2002GC000340.
Boccaletti M, Conedera C, Dainelli P, Gocev P. 1982. The recent (Miocene-Quaternary) regmatic system of the western Mediterranean region. *J. Pet. Geol.* 5: 31-49
Boccaletti M, Elter P, Guazzone G. 1971. Plate tectonic models for the development of the Western Alps and Northern Apennines. *Nat. Phys. Sci.* 234: 108-11
Boccaletti M, Guazzone G. 1974. Remnant arcs and marginal basins in the Cenezoic development of the Mediterranean. *Nature* 252: 18-21
Boccaletti M, Manetti P. 1978. The Tyrrhenian sea and adjoining regions. In *The Ocean Basins and Margins*, ed. AEM Nairn, pp. 149-200. New York: Plenum Publ. Corp.
Boccaletti M, Nicolich R, Tortorici L. 1990b. New data and hypothesis on the development of the Tyrrhenian Basin. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 77: 15 – 40
Bonev NG, Stampfli GM. 2003. New structural and petrologic data on Mesozoic schists in the Rhodope (Bulgaria): geodynamic implications. *Comptes Rendus Geosciences* 335: 691-9
Bonin B. 2004. Do Coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos* 78: 1-24
Bonin B, Azzouni-Sekkal A, Bussy F, Ferrag S. 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos* 45: 45-70
Boriani A, Origoni EG, Pinarelli L. 1995. Paleozoic evolution of southern Alpine crust (northern Italy) as indicated by contrasting granitoid suites. *Lithos* 35: 47-63
Borsi S, Ferrara G, Mazzuoli R. 1965. Studio petrologico e datazione con il metodo K/Ar di una roccia granitica presso Roccastrada. *Atti Società Toscana Scienze Naturali A* 72: 1-24
Borsi S, Ferrara G, Tongiorgi E. 1967. Determinazione con il metodo K/Ar delle età delle rocce magmatiche della Toscana. *Bollettino della Societa Geologica Italiana* 86: 403-10

Bouabdli A, Dupuy C, Dostal J. 1988. Geochemistry of Mesozoic alkaline lamprophyres and related rocks from the Tamazert massif, High Atlas (Morocco). *Lithos* 22: 43-58
Bousquet JC. 1973. La tectonique récente de l'Apennin Calabro-Lucanien dans son cadre géologique et géophysique. *Geol. Rom.* 12: 1-104
Boynton WV. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In *Rare earth element geochemistry*, ed. H P., pp. 63-114: Elsevier
Brocchini D, Laurenzi MA, Principe C. 1997. *Nuove datazioni delle lave del pozzo Trecase 1 (Campania)*. Presented at Convegno Annuale 1996 GNV, Roma
Brunet C, Monié P, Jolivet L, Cadet J-P. 2000. Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from 40Ar/39Ar ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany. *Tectonophysics* 321: 127–55
Brunet D, Yuen D. 2000. Mantle plumes pinched in the transition zone. *Earth and Planetary Science Letters* 178: 13-27
Bruno PP, Di Fiore V, Ventura G. 2000. Seismic study of the '41st Parallel' Fault System offshore the
Campanian–Latial continental margin, Italy. *Tectonophysics* 324: 37-55
Buiter SJH, Wortel MJR, Govers R. 1998. The role of subduction in the evolution of the Apennines foreland basin. *Tectonophysics* 296: 249-68
Cadoppi P. 1990. *Geologia del basamento cristallino nel settore settentrionale del massiccio Dora Maira, Alpi occidentali*. University of Tourin, Italy. 208 pp.
Cadoux A. 2005. *Le magmatisme acide Plio-Pleistocène de la Marge Tyrrhénienne (Italie Centrale) : Géochronologie, Pétrogénèse et Implications Géodynamiques*. Earth Sciences thesis. Université Paris Sud XI, Orsay
Cadoux A, Pinti DL, Aznar C, Chiesa S, Gillot P-Y. 2005a. New Chronological and Geochemical Constraints on the Genesis and Geological Evolution of Ponza and Palmarola Volcanic Islands (Tyrrhenian Sea, Italy). *Lithos* 81: 121-51
Cadoux A, Pinti DL, Peccerillo A, Hémond C, Douville E, Gillot P-Y. 2005b. Increasing Alkalinity versus decreasing Crustal Assimilation with time in the Pontine Islands (Tyrrhenian Sea, Central Italy): An unusual scheme in the Italian Volcanism. *in prep. for Journal of Petrology*
Caggianelli A, Del Moro A, Paglionico A, Piccarreta G, Pinarelli L, Rottura A. 1991. Lower crustal granite genesis connected with chemical fractionation in the continental crust of Calabria (Southern Italy). *Eur. J. Mineral.* 3: 159-80
Caiozzi F, Fulignati P, Gioncada A, Sbrana A. 1998. Studio SEM-EDS dei minerali figli nelle inclusioni fluide del granito di Botro ai Marmi (Campiglia Marittima) e possibili implicazioni minerogenetiche. *Atti Società Toscana Scienze Naturali* A 105: 65-73
Calanchi N, Colantini P, Gabbianelli G, Rossi PL, Serri G. 1984. Physiography of Anchise Seamount and of the submarine part of Ustica Island (South Tyrrhenian): petrochemistry of dredged volcanic rocks and geochemical characteristics of their mantle sources. *Miner. Petrogr. Acta* 28: 215-41
Calanchi N, Colantoni P, Rossi PL, Saitta M, Serri G. 1989. The Strait of Sicily continental rift systems: Physiography and petrochemistry of the submarine volcanic centres. *Marine Geology* 87: 55-83
Calanchi N, Gabbianelli G, Rossi PL, Savelli C. 1986. Caratterizzazione petrochemica e radiometrica dei complessi vulcanici di Ustica e Anchise (Sud Tirreno). *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.* 41: 404
Calanchi N, Gasparotto G, Romagnoli C. 1994. Glass chemistry in volcaniclastic sediments of ODP Leg 107, Site 650, sedimentary sequence: provenance and chronological implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 60: 59-85

Calanchi N, Peccerillo A, Tranne CA, Lucchini F, Rossi PL, et al. 2002. Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the island of Panarea: implications for mantle evolution beneath the Aeolian island arc (southern Tyrrhenian sea). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115: 367-95
Campan A. 1995. *Analyse cinématique de l'Atlantique équatorial: implications sur l'évolution de l'Atlantique Sud et surla frontière de plaques Amérique du Nord/Amérique du Sud.* Univ. P.&M. Curie, Paris VI
Caprarelli G, Tsutsumi M, Turi B. 1997. Chemical and isotopic signatures of the basement rocks from the Campi Flegrei geothermal field (Naples, southern Italy): inferences about the origin and evolution of its hydrothermal fluids. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 76: 63-82
Carboni MG. 1975. Biostratigrafia di alcuni affioramenti pliocenici del versante tirrenico dell'Italia centrale. *Geologica Romana* 14: 63-85
Carmassi M, De Rita D, Di Filippo M, Funiciello R, Sheridan MF. 1983. Geology and volcanic evolution of the Island of Ponza (Italy). *Geol. Rom.* 22: 211-32
Carminati E, Doglioni C, Argnani A, Carrara G, Dabovski C, et al. 2004. Transect III: Massif Central - Provence - Gulf of Lion - Provençal Basin - Sardinia - Tyrrhenian Basin - Southern Apennines - Apulia - Adriatic Sea - Albanides - Balkans - Moesian Platform, Part Two, CD-ROM. In *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean region from crust to mantle*, ed. W Cavazza, F Roure, W Spakman, GM Stampfli, PA Ziegler. Berlin Heidelberg: Springer - Verlag
Carminati E, Wortel MJR, Meijer PT, Sabadini R. 1998. The two-stage opening of the western-central Mediterranean basins : a forward modeling test to a new evolutionary model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160: 667-79
Carminati E, Wortel MJR, Spakman W, Sabadini R. 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins : some geological and geophysical evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160: 651-65
Carrara C, Conato V, Dai Pra G. 1986. Segnalazione di sedimenti plioceni nell'Isola di Palmarola (Isole Pontine, Italia centrale). *Mem. Soc. Geol. It.* 35: 127-31
Carrara C, Cremaschi M, Dai Pra G. 1993. *Marine and continental Plio-Quaternary deposits of the Pontines islands*. Presented at Quaternary Stratigraphy in Volcanic Areas, Fields Excursion Guide Book., Rome
Carrara G. 2002. *Evoluzione cinematica neogenica del margine occidentale del bacino Tirrenico*. Parma University. 160 pp.
Carter SR, Evensen NM, Hamilton PJ, O'Nions RK. 1978. Continental volcanics derived from enriched and depleted source regions : Nd- and Sr- isotope evidence. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 37: 401-8
Cassignol C, Gillot P-Y. 1982. Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating : experimental groundwork and applications. In *Numerical Dating in Stratigraphy*, ed. GS Odin, pp. 159-79: Willey, Chichester
Castorina F, Stoppa F, Cundari A, Barbieri M. 2000. An enriched mantle source for Italy's melilitite-carbonatite association as inferred by its Nd-Sr isotopic signature. *Mineralogical Magazine* 64: 625-39
Cattell RB. 1966. The scree test for the number of factors. *Multivariate Behav. Res.*: 1:245-76
Cavazza W, Roure F, Ziegler PA. 2004. The Mediterranean Area and the Surrounding Regions: Active Processes, Remnants of Former Tethyan Oceans and Related Thrust Belts. In *The TRANSMED Atlas, The Mediterranean region from crust to mantle*, ed. W Cavazza, F Roure, W Spakman, GM Stampfli, PA Ziegler, pp. 1-29. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag

Chaffey DJ, Cliff RA, Wilson BM. 1989. Characterization of the St Helena magma source. In *Magmatism in the ocean basins*, ed. AD Saunders, MJ Norry, pp. 257-76.: Geological Society of London, Special Publication
Channel JET, D'Argenio B, Horvath F. 1979. Adria, the African promontory in Mesozoic Mediterranean paleogeography. *Earth Sci. Rev.* 15: 213-92
Channell JET, Mareschal JC. 1988. Delamination and asymmetric lithospheric thinning in the development of the Tyrrhenian rift. In *Alpine Tectonics*, ed. MP Coward, D Dietrich, RK Park, pp. 285-382. London: Geological Society
Chappell BW, White AJR. 1974. Two contrasting granites types. *Pac. Geol.* 8: 173-4
Chauvel C, McDonough W, Guille G, Maury R, Duncan R. 1997. Contrasting old and young volcanism in Rurutu island, Austral Chain. *Chemical Geology* 139: 125-43
Chayes F. 1977. The oceanic basalt-trachyte relation in general and in the Canary trends. *American Mineralogist* 62: 666-71
Chiarabba C, Jovane L, DiStefano R. 2005. A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. *Tectonophysics* 395: 251– 68
Chopin C. 1984. Coesite and pure pyrope in high grade bleuschists of western Alps: a first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86: 107-18
Christensen UR. 1995. The influence of trench migration on slab penetration into the lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 140: 27-39
Christensen UR. 2001. Geodynamic models of deep subduction. *Phys. Earth Planet. Inter.* 127: 25-34
Cinque A, Civetta L, Orsi G, Peccerillo A. 1988. Geology and geochemistry of the Island of Ustica (Southern Tyrrhenian Sea). *Boll. Soc. Ital. Miner. Petrol.* 43: 987-1002
Civetta L, Cornette Y, Gillot PY, Orsi G. 1988. The eruptive history of Pantelleria (Sicily Channel) in the last 50 ka. *Bull. Volcanol.* 50: 47-57
Civetta L, D'Antonio M, Orsi G, Tilton GR. 1998. The geochemistry of Volcanic rocks from Pantelleria Island, Sicily Channel: petrogenesis and charcteristic of the mantle region. *J. Petrol.* 39: 1453-91
Civetta L, Orsi G, Pappalardo L, Fisher RV, Heiken G, Ort M. 1997. Geochemical zoning, mingling, eruptive dynamics and depositional processes -- the Campanian Ignimbrite, Campi Flegrei caldera, Italy. *J. Volcanol. Geother. Res.* 75: 183-219
Civetta L, Orsi G, Scandone P, Pece R. 1978. Eastward migration of the Tuscan anatectic magmatism due to anticlockwise rotation of the Appennines. *Nature* 276: 604-5
Cizkova H, van Hunen J, nan den Berg AP, Vlaar NJ. 2002. The influence of rhelogical weakening and yield stress on the interaction of slabs with the 670 km discontinuity. *Earth and Planetary Science Letters* 199: 447-57
Clausen C, Holm PM. 1990. Origin of the acidic volcanics of the Tolfa district, Tuscan Province, central Italy: an elemental and Sr-isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 105: 403-11
Coli M, Conticelli S, Pandeli E, Moratti G, Papini P, Tommasini S. 2001. C - Western Elba. *Ofioliti* 26: 347-56
Comas MC, Garcia-Duenas V, Soto JI, Campos J. 1993. An extensional basin developed on a collisional orogen: the Alboran Sea. In *Late Orogenic Extension in Mountain Belts*, ed. M Seranne, Malavielle, J., pp. 44–6: Doc. BRGM Fr.
Conte AM, Dolfi D. 2002. Petrological and geochemical characteristics of Plio-Pleistocene Volcanics from Ponza Island (Tyrrhenian Sea, Italy). *Mineral. Petrol.* 74: 75-94
Conticelli S. 1998. The effect of crustal contamination on ultrapotassic magmas with lamproitic affinity: mineralogical, geochemical and isotope data from the Torre Alfina lavas and xenoliths, Central Italy. *Chemical Geology* 149: 51-81

Conticelli S, D'Antonio M, Pinarelli L, Civetta L. 2001. Source contamination and mantle heterogeneity in the genesis of Italian potassic and ultrapotassic rocks: Sr-Nd-Pb isotope data from Roman Province and southern Tuscany. *Mineral. Petrol.* 74: 189-222
Conticelli S, D'Antonio M, Pinarelli L, Civetta L. 2002. Source contamination and mantle heterogeneity in the genesis of Italian potassic and ultrapotassic volcanic rocks: Sr-Nd-Pb isotope data from Roman province and southern Tuscany. *Mineralogy and Petrology* 74: 189-222
Conticelli S, Francalanci L, Manetti P, Raffaello Cioni, Sbrana A. 1997. Petrology and geochemistry of the ultrapotassic rocks from the Sabatini Volcanic District, central Italy: the role of evolutionary processes in the genesis of variably enriched alkaline magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 75: 107-36
Conticelli S, Francalanci L, Santo AP. 1991. Petrology of final-stage Latera lavas (Vulsini Mts.): Mineralogical, geochemical and Sr-isotopic data and their bearing on the genesis of some potassic magmas in central Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 46: 187-212
Conticelli S, Peccerillo A. 1989. Petrological significance of high-pressure ultramafic xenoliths from ultrapotassic rocks of Central Italy. *Lithos* 24: 305-22
Conticelli S, Peccerillo A. 1992. Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources. *Lithos* 28: 221-40
Conticelli S, Poli G, Francalanci L, Manetti P. 1995. The genesis of large volume of high silica magma from mafic high silica mantle melts; the examples of Monti Cimini and Monte Amiata, central Italy. In *International union of geodesy and geophysics, XXI general assembly*, pp. 444
Cordery MJ, Davies GF, Campbell IH. 1997. Genesis of flood basalts from eclogite-bearing mantle plumes. *Journal of Geophysical Research* 102: 20179-97
Cornette Y, Crisci GM, Gillot PY, Orsi G. 1983. Recent volcanic history of pantelleria: A new interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17: 361-73
Coulon C, Megartsi M, Fourcade S, Maury RC, Bellon H, et al. 2002. Post-collision transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria) : magmatic expression of a slab breakoff. *Lithos* 62: 87-110
Crisci GM, De Francesco AM, Mazzuoli R, Poli G, Stanzione D. 1989. Geochemistry of recent volcanics of Ischia Island, Italy: Evidences for fractional crystallization and magma mixing. *Chemical Geology* 78: 15-33
Crisci GM, De Rosa R, Esperanza S, Mazzuoli R, Sonnino M. 1991. Temporal evolution of a three component system: the island of Lipari (Eolian Arc, southern Italy). *Bulletin Volcanology* 53: 207-21
Cristiani C, Mazzuoli R. 2003. Monte Amiata volcanic products and their inclusions. In *Per. Mineral.*, ed. G Poli, D Perugini, S Rocchi, A Dini, pp. 169-81. Rome
Cristofolini R, Menzies MA, Beccaluva L, Tindle AG. 1987. Petrological notes on the 1983 lavas at Mount Etna, Sicily, with reference to their REE and Sr-Nd isotopic composition. *Bull. Volcanol.* 49: 599-607
D'Alessandro W, De Gregorio S, Dongarra G, Gurrieri S, Parello F, Parisi B. 1997. Chemical and isotopic characterization of the gases of Mount Etna (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 78: 65-76
D'Antonio M, Civetta L, Di Girolamo P. 1999. Mantle source heterogeneity in the Campanian Region (South Italy) as inferred from geochemical and isotopic fetaures of mafic volcanic rocks with shoshonitic affinity. *Mineralogy and Petrology* 67: 163-92

D'Antonio M, Di Girolamo P. 1995. Petrological and geochemical study of mafic shoshonitic volcanics from Procida-Vivara and Ventotene Islands (Campanian Region, South Italy). *Acta Vulcanol.* 5: 69-80
D'Argenio B, Alvarez W. 1980. Stratigraphic evidence for crustal thickness changes on the southern Tethyan margin during the Alpine cycle. *Geol. Soc. Am. Bull.* 91: 681-9
D'Argenio B, Pescatore T, Scandone P. 1975. Structural pattern of the Campania-Lucania Apennines, Structural Model of Italy. In *Quaderni de "La Ricerca Scientifica"*, ed. MP L. Ogniben, and L. Praturlon, pp. 313-27. Roma: Cons. Naz. Ric.
Davies JH, Von Blanckenburg F. 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Planet. Sci. Lett.* 129: 85-102
De Astis G, Peccerillo A, Kempton P, La Volpe L, Wu TW. 2000. Calcalkaline to potassium-rich magmatism in the Aeolian arc: geochemical and Sr, Nd, Pb isotopic constraints from the Island of Vulcano. *Contrib. Miner. Petrol.* 139: 684-703
De Fino M, La Volpe L, Peccerillo A, Piccarreta G, Poli G. 1986. Petrogenesis of Monte Vulture volcano (Italy): inferences from mineral chemistry, major and trace element data. *Contrib. Miner. Petrol.* 92: 135-45
De Jonge MR, Wortel MJR, Spakman W. 1993. From tectonic reconstruction to upper mantle model: An application to the Alpine-Mediterranean region. *Tectonophysics* 223: 53-65
De Paolo DJ. 1981. Trace elment and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 53: 189-202
De Rita D, Fabbri M, Mazzini I, Paccara P, Sposato A, Trigari A. 2002. Volcaniclastic sedimentation in coastal environments: the interplay between volcanism and Quaternary sea level changes (central Italy). *Quaternary International* 95-96: 141-54
De Rita D, Funiciello R, Pantosti D, Salvini F, Sposato A, Velonà M. 1986. Geological and structural characteristics of the Pontine islands (Italy) and implications with the evolution of the Tyrrhenian margin. *Mem. Soc. Geol. It.* 36: 55-65
De Rita D, Giordano G, Cecili A. 2001. A model for submarine rhyolite dome growth: Ponza Island (central Italy). *J. Volcanol. Geother. Res.* 107: 221-39
De Vita S, Laurenzi G, Orsi G, Voltaggio M. 1998. Application of $^{40}Ar/^{39}Ar$ and ^{230}Th dating methods to the chronostratigraphy of Quaternary basaltic volcanic areas : the Ustica island case history. *Quaternary International* 47/48: 117-27
Del Moro A, Gioncada A, Pinarelli L, Sbrana A, Joron JL. 1998. Sr, Nd, and Pb isotope evidence for open system evolution at Vulcano, Aeolian Arc, Italy. *Lithos* 43: 81-106
Della Vedova B, Marson I, Panza GF, Suhadolc P. 1991. Upper mantle properties of the Tuscan-Tyrrhenian area: A framework for its Recent tectonic evolution. *Tectonophysics* 195: 311 – 8
Della Vedova B, Pellis G, Foucher JP, Rehault JP. 1984. Geothermal structure of the Tyrrhenian Sea. *Marine Geology* 55: 271-89
Dercourt J, Zonenshain LP, Ricou LE, Cazmin VG, Le Pichon X, et al. 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics* 123: 241-315
Deschamps F, Trampert J. 2003. Mantle tomography and its relation to temperature and composition. *Phys. Earth Planet. Int.* 140: 277-91
Dewey JF, Helman ML, Turco E, Hutton DHW, Knott SD. 1989. Kinematics of the western Mediterranean. In *Alpine Tectonics*, ed. MP Coward, Dietrich, D., Park, R.G., pp. 265–83. London: Geol. Soc. London Spec. Publ.
Dewey JF, Pitman WC, Ryan WBF, Bonnin J. 1973. Plates tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84: 3137-80

Di Brozolo FR, Di Girolamo P, Turi B, Oddone M. 1988. ^{40}Ar-^{39}Ar and K-Ar dating of K-rich rocks from the Roccamonfina Volcano, Roman comagmatic Region, Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52: 1435-41
Di Girolamo P. 1978. Geotectonic stting of Miocene-Quaternary in and around the eastern Tyrrhenian Sea border (Italy) as deduced from major element geochemistry. *Bull. Volcanol.* 41: 229-50
Di Girolamo P, Franciosi L, Melluso L, Morra V. 1996. The calcalkaline rocks of the Campanian Plain : new mineral chemical data and possible links with the acidic rocks of the Pontine Islands. *Per. Mineral.* 65: 305-16
Di Sabatino B. 1979. Contributo allo studio del basamento metamorfico del Lazio; studio petrologico delle metamorfiti "verrucane" del sondaggio "Perugia 2" e delle clastiti e peliti "verrucane" dell'Isola di Zannone (Isole Pontine). *Peridico di Mineralogia* 48: 127-37
Dickinson WR. 1975. Potash-depth (K-h) relations in continental margins and intra-oceanic magmatic arcs. *Geology* 3: 53-6
Dini A, Innocenti F, Rocchi S, Tonarini S, Westerman DS. 2002. The magmatic evolution of the late Miocene laccolith–pluton–dyke granitic complex of Elba Island, Italy. *Geol. Mag.* 139: 257–79
Docherty C, Banda E. 1995. Evidence for the eastward migration of the Alboran sea based on regional subsidence analysis: a case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere? *Tectonics* 14: 804-18
Doglioni C. 1991. A proposal of kinematic modelling for W-dipping subductions — possible applications to the Tyrrhenian–Apennines system. *Terra Nova* 3: 423–34
Doglioni C. 1993. Some remarks on the origin of foredeeps. *Tectonophysics* 228: 1-20
Doglioni C. 1995. Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamic settings. *Tectonophysics* 252: 253-67
Doglioni C, Gueguen E, Harabaglia P, Mongelli F. 1998. On the origin of W-directed subduction zones and applications to the western Mediterranean. In *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, ed. B Durand, Jolivet, L., Horvath, F., Séranne, M. London: Geol. Soc. London, Spec. Publ.
Doglioni C, Gueguen E, Sabat F, Fernandez M. 1997a. The western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen. *Terra Nova* 9: 109-12
Doglioni C, Harabaglia P, Merlini S, Mongelli F, Peccerillo A, Piromallo C. 1999. Orogens and slabs vs. their direction of subduction. *Earth Science Rev.* 45: 167-208
Doglioni C, Mongelli F, Pialli G. 1997b. Boudinage of the Alpine belt in the Apenninic backarc. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 52: 457-68
Doglioni C, Mongelli F, Pieri P. 1994. The Puglia uplift (SE Italy): an anomaly in the foreland of the Apenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere. *Tectonics* 13: 1309–21
Doglioni C, Moretti I, Roure F. 1991. Basal lithospheric detachment, eastward mantle flow and mediterranean geodynamics: A discussion. *Journal of Geodynamics* 13: 47-65
Downes H. 2001. Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of Western and Central Europe. *J. Pet.* 42: 233-50
Eby GN. 1990. The A-type granitoids : a review of their occurence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26: 115-34
Elkins-Tanton LT. 2005. Continental magmatism caused by lithospheric delamination. *http://www.mantleplumes.org/LithDelam.html*
Ellam RM, Hawkesworth CJ, Menzies MA, Rogers NW. 1989. The volcanism of Southern Italy: role of subduction and the relationship between potassic and sodic alkaline magmatism. *J. Geophys. Res.* 94: 4589-601

Esperanza S, Crisci GM. 1995. The island of Pantelleria: a case for the development of DMM-HIMU isotopic compositions in a long-lived extensional setting. *Earth and Planetary Science Letters* 136: 167-82
Ewart A. 1982. The mineralogy and petrology of Tertairy-Recent orogenic volcanic rocks with special reference to the andesitic-basaltic composition range. In *Andesites*, ed. T R.S., pp. 25-87. Chichester: Wiley
Ewart TA. 1979. A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. In *Trondhjemites, dacites and related rocks, The Hague,*, ed. F Baker, pp. 113-21: Elsevier
Faccenna C. 1996. The dynamics of back-arc extension: An experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophys. J. Int.* 126: 781 – 95
Faccenna C, Becker TW, Lucente FP, Jolivet L, Rossetti F. 2001a. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophys.J.Int.* 145: 809-20
Faccenna C, Funiciello F, Giardini D, Lucente P. 2001b. Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters* 187: 105-16
Faccenna C, Jolivet L, Piromallo C, Morelli A. 2003. Subduction and the depth of convection in the Mediterranean mantle. *Journal of Geophysical Research* 108: 910, 3
Faccenna C, Speranza F, Caracciolo FD, Mattei M, Oggiano G. 2002. Extensional tectonics on Sardinia (Italy): insights into the arc-back-arc transitional regime. *Tectonophysics* 356: 213-32
Faggioni O, Pinna E, Savelli C, Schreider AA. 1995. Geomagnetism and age study of Tyrrhenian seamounts. *Geophysical Journal International* 123: 915-30
Falsaperla S, Lanzafame G, Longo V, Spampinato S. 1999. Regional stress field in the area of Stromboli (Italy): insights into structural data and crustal tectonic earthquakes. *J. Volcanol. Geotherm Res.* 88: 147-66
Faure G. 2001. *Origin of Igneous Rocks: The Isotopic Evidence*. Heidelberg: Springer-Verlag. 496 pp.
Favalli M, Innocenti F, Pareschi MT, Pasquare G, Mazzarini F, et al. 1999. The DEM of Mt. Etna: geomorphological and structural implications. *Geodinamica Acta* 12: 279-90
Fedele L, Bodnar RJ, DeVivo B, Tracy R. 2003. Melt inclusion geochemistry and computer modeling of trachyte petrogenesis at Ponza, Italy. *Chem. Geol.* 194: 81-104
Feldstein SN, Halliday AN, Davies GR, Hall CM. 1994. Isotope and chemical microsampling: Constraints on the history of an S-type rhyolite, San Vincenzo, Tuscany, Italy. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58: 943-58
Féraud G. 1990. ^{39}Ar-^{40}Ar analysis on basaltic lava series of Vavilov Basin, Tyrrhenian Sea (Ocean Drilling Program, Leg 107, holes 655B and 651A). In *Proc. Ocean Drill. Program: Sci. Results*, pp. 93 – 7
Fernandez M, Foucher JP, Jurado MJ. 1995. Evidence for the multi-stage formation of the southwestern Valencia trough. *Mar. Pet. Geol.* 12: 101–9
Ferrara G. 1983. Utilizzazione dei dati radiometriciin rocce magmatiche: possibilità e limiti del metodo Rb/Sr. *Rend. SIMP* 38: 65-72
Ferrara G, Giuliani O, Leone G, Macera P, Pardini GC, et al. 1977. Age determination and isotopic studies on anatectic rocks. In *Tuscan Rocks*. Pisa: V ECOG
Ferrara G, Laurenzi MA, Taylor J, H. P., Tonarini S, Turi B. 1985. Oxygen and strontium isotope studies of K-rich volcanic rocks from the Alban Hills, Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 75: 13-28
Ferrara G, Petrini R, Serri G, Tonarini S. 1989. Petrology and isotope-geochemistry of San Vincenzo rhyolites (Tuscany, Italy). *Bull. Volcanol.* 51: 379-88

Ferrara G, Tonarini S. 1985. Radiometric geochronology in Tuscany: results and problems. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrografia* 40: 111-24
Ferrari L, Conticelli S, Burlamacchi L, Manetti P. 1996. Volcanological Evolution of the Monte Amiata, Southern Tuscany : New Geological and Petrochamical data. *Acta Vulcanologica* 8 (1): 41-56
Ferrari L, Manetti P. 1993. Geodynamic framework of the Tyrrhenian volcanism: a review. *Acta Vulcanologica* 3: 1-9
Fisher RV, Schmincke HU. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Heidelberg: Springer-Verlag
Foley S. 1992a. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos* 28: 435-53
Foley S. 1992b. Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints. *Lithos* 28: 187-204
Foley S, Peccerillo A. 1992. Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. *Lithos* 28: 181-5
Foley SF, Venturelli G, Green DH, Toscani L. 1987. The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Reviews* 24: 81-134
Foley SF, Wheller GE. 1990. Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: The role of residual titanates. *Chemical Geology* 85: 1-18
Fornaseri M. 1985. Geochronology of volcanic rocks rocks from Latium (Italy). *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.* 40: 73-106
Francalanci L, Tommasini S, Conticelli S. 2004. The volcanic activity of Stromboli in the 1906-1998 AD period: mineralogical, geochemical and isotope data relevant to the understanding of the plumbing system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 131: 179-211
Francalanci L, Tommasini S, Conticelli S, Davies GR. 1999. Sr isotope evidence for short magma residence time for the 20th century activity at Stromboli volcano, Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 167: 61-9
Franceschini F, Innocenti F, Marsi A, Tamponi M, Serri G. 2000. Petrography and chemistry of the buried Pliocene Castel di Pietra pluton (Southern Tuscany, Italy). *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie Abhandlungen* 215: 17-46
Frey FA, Green DH, Roy SD. 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *Journal of Petrology* 19: 463-513
Gabbianelli G, Gillot PY, Lanzafame G, Romagnoli C, Rossi PL. 1990. Tectonic and volcanic evolution of Panarea (Aeolian Islands, Italy). *Marine Geology* 92: 313-26
Gagnevin D, Daly JS, Poli G. 2004. Petrographic, geochemical and isotopic constraints on magma dynamics and mixing in the Miocene Monte Capanne monzogranite (Elba Island, Italy). *Lithos* 78: 157-95
Gao S, Luo T-C, Zhang B-R, Zhang H-F, Han Y-W, et al. 1998. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62: 1959-75
Garland F, Hawkesworth CJ, Mantovani MSM. 1995. Description and petrogenesis of the Paranà rhyolites. *Journal of Petrology* 36: 1193-227
Gasperini D, Blichert - Toft J, Bosch D, Del Moro A, Macera P, Albarède F. 2002. Upwelling of deep mantle material through a plate window: Evidence from the geochemistry of Italian basaltic volcanics. *J. Geophys. Res.* 107: 2367-86
Gasperini D, Blichert-Toft J, Bosch D, Del Moro A, Macera P, et al. 2000. Evidence from Sardinian basalt geochemistry for recycling of plume heads into the Earth's mantle. *Nature* 408: 701-4

Gelabert B, Sàbat F, Rodriguez-Perea A. 2002. A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova* 14: 93-100
Ghiorso MS, Sack RO. 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes: IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119: 197-212
Gianelli G, Puxeddu M. 1979. An attempt of classifying the Tuscan Paleozoic: geochemical data. *Memorie della Società Geologica Italiana* 20: 435-46
Giannetti B. 1981. Cumulate inclusions from K-rich magmas, Roccamonfina volcano, Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 57: 313-35
Giannetti B. 1996. Volcanology of trachytic and associated basaltic pyroclastic deposits at Roccamonfina volcano, Roman Region, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 71: 229-48
Giannetti B. 1998. Geology of proximal, small-volume trachyte-trachyandesite pyroclastic flows and associated surge deposits, Roccamonfina volcano, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 80: 113-36
Giannetti B, De Casa G. 2000. Stratigraphy, chronology, and sedimentology of ignimbrites from the white trachytic tuff, Roccamonfina Volcano, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 96: 243-95
Giardini D, Velona M. 1991. The deep seismicity of the Tyrrhenian Sea. *Terra Nova* 3: 57-64
Gill JB. 1981. *Orogenic andesites and Plate Tectonics*. Berlin: Springer-Verlag. 390 pp.
Gillot PY. 1987. Histoire volcanique des Iles Eoliennes: arc insulaire ou complexe orogénique annulaire? *Doc. et trav. IGAL* 11: 35-42
Gillot PY, Cornette Y. 1986. The Cassignol technique for potassium-argon dating, precision and accuracy: examples from the Late Pleistocene to recent volcanics from Southern Italy. *Chem. Geol.* 59: 205-22
Gillot PY, Cornette Y, Max N, Floris B. 1992. Two reference materials, trachytes MDO-G and ISH-G, for argon dating (K-Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$) of Pleistocene and Holocene rocks. *Geostand. Newslett.* 16: 55-60
Giraud A, Dupuy C, Dostal J. 1986. Behaviour of trace elements during magmatic processes in the crust: Application to acidic volcanic rocks of Tuscany (Italy). *Chemical Geology* 57: 269-88
Glahn A, Granet M. 1992. 3-D structure of the lithosphere beneath the southern Rhine Graben area. *Tectonophysics* 208: 149-58
Gorring M, Singer B, Gowers J, Kay SM. 2003. Plio-Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere-lithosphere interactions during slab window magmatism. *Chem. Geol.* 193: 215-35
Granet M, Wilson M, Achauer U. 1995. Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth and Planetary Science Letters* 136: 281-96
Granet M, Wilson M, Achauer U. 1995. Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth and Planetary Science Letters* 136: 281-96
Green TH. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in crust-mantle system. *Chem. Geol.* 120: 347-59
Gueguen E. 1995. *Le Bassin Liguro–Provençal: un véritable ocean. Exemple de segmentation des marges et de hiatus cinématiques. Implications sur les processus d'amincissement crustal.* Université de Bretagne Occidentale, Brest. 315 pp.
Gueguen E, Doglioni C, Fernandez M. 1997. Lithospheric boudinage in the Western Mediterranean back-arc basin. *Terra Nova* 9: 184-7
Gueguen E, Doglioni C, Fernandez M. 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics* 298: 259-69

Gueguen E, Olivet J-L, Réhault J-R. 1993. *Kinematic model in the Western Mediterranean: new constraints*. Presented at EUG Mtg., Strasbourg
Gvirtzman Z, Nur A. 1999. The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback. *Nature* 401: 782-5
Gvirtzman Z, Nur A. 2001. Residual topography, lithospheric structure and sunken slabs in the central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters* 187: 117-30
Hall R, Spakman W. 2002. Subducted slabs beneath the eastern Indonesia-Tonga region: insights from tomography. *Earth and Planetary Science Letters* 201: 321-36
Hamelin B, Lambret B, Moron JL, Treuil M, Allègre CJ. 1979. Geochemistry of basalts from the Tyrrhenian Sea. *Nature* 278: 832-4
Hanson GN. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters* 38
Harris NBW, Pearce JA, Tindle AG. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In *Collision tectonics*, ed. MP Coward, AC Reis, pp. 67-81: Geol. Soc. London
Hart SR, Hauri EH, Oschmann LA, Whtehead JA. 1992. Mantle plumes and entrainment:. *Science* 256: 517-20
Hart SR, Zindler A. 1986. In search of a bulk-Earth composition. *Chemical Geology* 57: 247-67
Hawkesworth CJ, Vollmer R. 1979. Crustal contamination versus enriched mantle: $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ evidence from the Italian volcanics. *Contribution of Mineral. Petrol.* 69: 151-65
Hemming SR, McLennan SM. 2001. Pb isotope compositions of modern deep sea turbidites. *Earth and Planetary Science Letters* 184: 489-503
Hémond C, Devey CW, Chauvel C. 1994. Source compositions and melting processes in the Society and Austral plumes (south Pacific Ocean): element and isotope (Sr, Nd, Pb, Th) geochemistry. *Chemical Geology* 115: 7-45
Hernandez J, De Larouzière FD, Bolze J, Bordet R. 1987. Le magmatisme néogène bético–rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 3: 257–67
Hirth G, Kohlstedt DL. 1996. Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 144: 93-108
Hoernle K, Zhang YS, Graham D. 1995. Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature* 374: 34-9
Hole MJ, Rogers G, Saunders AD, Storey M. 1991. Relation between alkalic volcanism and slab-window formation. *Geology* 19: 657-60
Horvath F, Berckhemer H, Stegena L. 1981. Models of Mediterranean back-arc basin formation. *Philos. Trans. R. Soc. London* Ser. A: 383-402
Hsü KJ. 1977. Tectonic evolution of the Mediterranean Sea basins. In *The Ocean Basins and Margins*, ed. WHK A.E.M. Nairn, and F.G. Stehli, pp. 29-75. New York: Plenum
Innocenti F, Manetti P, Mazzuuoli R, Pasquare G, Villari. 1982. Anatolia and north-western Iran. In *Andesites*, ed. T R.S., pp. 327-49: Wiley, Chichester
Innocenti F, Mazzuoli R, Pasquare G, Radicati Di Brozolo F, Villari L. 1982. Tertiary and quaternary volcanism of the Erzurumkars area (Eastern Turkey): Geochronological data and geodynamic evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 13: 223-40
Innocenti F, Serri G, Manetti P, Ferrara G, Tonarini S. 1992. Genesis and classificatio of the rocks of the Tuscan Magmatic Province: Thirty years after Marinelli's
model. *Acta Vulcanologica* 2: 247-65
Innocenti F, Westerman DS, Rocchi S, Tonarini S. 1997. The Montecristo monzogranite (Northern Tyrrhenian Sea, Italy): a collisional pluton in an extensional setting. *Geological Journal* 32: 131-51

Irvine TN, Baragar WR. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth. Sci.* 8: 523-48
James K. 2004. *Determining the source for the Magmas of Monte Amiata (Central Italy) using Strontium, Neodymiu, and Lead Isotope Analysis*, Carleton college, Northfield, Minnesota
Jéhanno C, Boclet D, Froget L, Lambert B, Robin E, et al. 1992. The Cretaceous-Tertiary boundary at Beloc, Haiti: No evidence for an impact in the Caribbean area. *Earth and Planetary Science Letters* 109: 229-41
Jolivet L, Faccenna C, Goffé B, Mattei M, Rosetti F, et al. 1998. Miscrustal shear zones in postorogenic extension : Example from the northern Tyrrhenian Sea. *J. Geophys. Res.* 103: 12,123-12,60
Judenherc S, Granet M, Brun J-P, Poupinet G, Plomerova J, et al. 2002. Images of lithospheric heterogeneities in the Armorican segment of the Hercynian Range in France. *Tectonophysics* 358: 121-34
Kastens K, Mascle J, Auroux C. 1988. ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100: 1140–56
Kastens KA, Mascle J. 1990. The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: an introduction to the Scientific results of ODP Leg 107. In *Proceedings of the ODP: Scientitific Results*, ed. KA Kastens, J Mascle, pp. 3-26
Kaz'Min VK, Marova NA, Alekhina GN, Tikhonova NF. 1990. Volcanos in the Abyssal Basin of the Tyrrhenian Sea. *Oceanology* 30: 445-51
Keller J. 1981. Alkali basalts from the Tyrrhenian Sea basin: Magmatic and Geodynamic Significance. *Bull. Volcanol.* 44: 327-37
Keller JVA, Minelli G, Pialli G. 1994. Anatomy of late orogenic extension: the northern Apennines case. *Tectonophysics* 238: 275-94
Kissling E, Spakman W. 1996. Interpretation of tomographic images of uppermost mantle structure: Examples from the western and central alps. *Journal of Geodynamics* 21: 97-111
Kogiso T, Hirschmann MM, Frost DJ. 2003. High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 216: 603-17
Lassiter JC, Blichert-Toft J, Hauri EH, Barsczus HG. 2003. Isotope and trace element variations in lavas from Raivavae and Rapa, Cook-Austral islands: constraints on the nature of HIMU- and EM-mantle and the origin of mid-plate volcanism in French Polynesia. *Chemical Geology* 202: 115-38
Lavecchia G. 1988. The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis. *Tectonophysics* 147: 263-96
Lavecchia G, Boncio P, Creati N, Brozzetti F. 2003. Some Aspects Of The Italian Geology Not Fitting With A Subduction Scenario. *Journal of the Virtual Explorer* 10: 1-42
Lavecchia G, Stoppa F. 1990. The Tyrrhenian zone: a case of lithosphere extension control of intra-continental magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* 99: 336-50
Lavecchia G, Stoppa F. 1996. The tectonic significance of Italian magmatism: an alternative view to the popular interpretation. *Terra Nova* 8: 435-46
Lavecchia G, Stoppa F. 1996. The tectonic significiance of Italian magmatism : an alternative view to the popular interpretation. *Terra Nova* 8: 435-46
Le Bas MJ, Le Maitre RW, Streckeisen A, Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-50
Le Faouder A, Hémond C, Cadoux A, Juteau T, Bollinger C. 2005. Basalts from Intra-Transform Ridges within the St-Paul Fracture Zone, Equatorial Atlantic: Evidence for Recycled Crustal Material within the Upper Mantle. *Geochem. Geophys. Geosyst.* submitted

Le Maitre RW. 1982. *Numerical Petrology; statistical interpretation of geochemical data*. Amsterdam: Elsevier
Le Maitre RW, Bateman P, Dudek A, Keller J, Lameyre Le Bas MJ, et al. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford: Blackwell
Leat PT, Jackson SE, Thorpe RS, Stillman CJ. 1986. Geochemistry of bimodal basalt-subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the Southern British Caledonides. In *Journal of the Geological Society*, pp. 259-73. London
Lee C-T. 2003. Compositional variation of density and seismic velocities in natural peridotites at stp conditions: implications for seismic imaging of compositional heterogeneities in the upper mantle. *Journal of Geophysical Research* 108: doi: 10.1029/2003jb002413
Lirer L, Rolandi G, Rubin M. 1991. ^{14}C age of the "Museum Breccia" (Campi Flegrei) and its relevance for the origin of the Campanian ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 48: 223-7
Lloyd FE, Huntingdon AT, Davies GR, Nixon PH. 1991. Phanerozoic volcanism of southwest Uganda: a case study for regional K and LILE enrichment of the lithosphere beneath a domed and rifted continental plate. In *Phanerozoic extensional magmatism and structural evolution of the African plate*, ed. AB Kampunzu, and Lubala, R.T., pp. 23-72: Springer
Locardi E. 1988. The origin of the Apenninic arcs. *Tectonophysics* 146: 105-23
Locardi E. 1993. Dynamics of deep structures in the Tyrrhenian-Apennines area and its relation to neotectonics. *Il. Quaternario* 6: 59-66
Locardi E, Nicolich R. 1988. Geodinamica del Tirreno e dell'Appenino centro-meridionale: la nuoca carta della Moho. *Memorie Societa Geologica Italiana* 41: 121-40
Lucente FP, Chiarabba C, Cimini GB, Giardini D. 1999. Tomographic constraints on the geodynamic evolution of the Italian region. *J. Geophys. Res.* 104: 20,307 – 20,27
Lucente FP, Speranza F. 2001. Belt bending driven by lateral bending of subducting lithospheric slab: Geophysical evidences from the northern Apennines (Italy). *Tectonophysics* 337: 53-64
Lustrino M. 2000a. Volcanic activity from the Neogene to the present evolution of the Western Mediterranean area. A review. *Ofioliti* 25: 87-101
Lustrino M. 2000b. Phanerozoic geodynamic evolution of the circum-Italian realm. *International Geology Review* 42: 724-57
Lustrino M. 2001. Debated topics of modern igneous petrology. *Per. Mineral.* 70: 1-26
Lustrino M. 2003. *Spatial and temporal evolution of Cenozoic igneous activity in the circum-Mediterranean realm*. Presented at Geology, Geophysics, Geothermics and Deep Structure of the West Carpathians and their basement, Warszawa
Lustrino M, Dallai L. 2004. On the origin of EM-I end-member. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie-Abhandlungen* 179: 85-100
Lustrino M, Melluso L, Morra V. 2000. The role of lower continental crust and lithospheric mantle in the genesis of Plio-Pleistocene volcanic rocks from Sardinia (Italy). *Earth and Planetary Science Letters* 180: 259-70
Lustrino M, Melluso L, Morra V. 2002. The transition from alkaline to tholeiitic magmas: a case study from the Orosei-Dorgali Pliocene volcanic district (NE Sardinia, Italy). *Lithos* 63: 83-113
Lustrino M, Morra V, Melluso L, Brotzu P, D'amelio F, et al. 2004. The Cenozoic igneous activity of Sardinia. *Per. Mineral.* 73: 105-34
Macera P, Bruno A. 1994. Geochemical and isotopic (Sr-Nd) investigations on the Mt. Capanne pluton (Elba Island) and its mafic enclaves. *Memorie della Società Geologica Italiana* 48: 695-7

Maffei K, Gasperini D, Piromallo C, Macera P, Faccenna C, et al. 2003. *Lower Mantle Upwelling in Subduction zones: An example from the Italian South-Eastern Alps*. Presented at European Geophysical Society 2003
Maldonado A, Campillo AC, Mauffret A, Alonso B, Woodside J, Campos J. 1992. Alboran Sea late Cenozoic tectonic and stratigraphic evolution. *Geo-Mar. Lett.* 12: 179–86
Malinverno A, Ryan WBF. 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Appennines as a results of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics* 5: 227-45
Maniar PD, Piccoli PM. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101: 635-43
Mantovani E, Albarello D, Babbucci D, Tamburelli C. 1992. Recent geodynamic evolution of the central Mediterranean region (Tortonian to Present). *Tipografia Senese, 00, 88.*
Mantovani E, Albarello D, Tamburelli C, Babbucci D. 1996. Evolution of the tyrrhenian basin and surrounding regions as a result of the Africa-Eurasia convergence. *Journal of Geodynamics* 21: 35-72
Mantovani MSM. 1982. Some remarks on the driving forces in the evolution of the Tyrrhenian basin and Calabrian Arc. *Earth Evol. Sci.* 3: 266-70
Marani MP, Taviani M, Trincardi F, Argnani A, Borsetti AM, Zitellini N. 1986. Pleistocene progradation and post-glacial events of the NE Tyrrhenian continental shelf between the Tiber river delta and Capo Circeo. *Mem. Soc. Geol. It.* 36: 67-90
Marianelli P, Carletti P. 1999. Genesis of Roccastrada volcanic rocks (central Italy): inferences from melt inclusions analyses. *Per. Mineral.* 68: 69-80
Marinelli G. 1967. Genèse des magmas du volcanisme Plio-Quaternaire des Apennins. *Geol. Rundsch.* 57: 127-41
Martelli M, Nuccio PM, Stuart FM, Burgess R, Ellam RM, Italiano F. 2004. Helium-strontium isotope constraints on mantle evolution beneath the Roman Comagmatic Province, Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 224: 295-308
Marti J, Mitjavila J, Roca E, Aparicio A. 1992. Cenozoic magmatism of the Valencia trough (western Mediterranean): relationship between structural evolution and volcanism. *Tectonophysics* 203: 145–65
Mascle J, Kastens K, Auroux C. 1988. A land-locked back-arc basin: preliminary results from ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea. *Tectonophysics* 146: 149-62
Mattauer M, Séguret M. 1971. Les relations entre la chaîne pyrénéenne et le golfe de Gascogne. In *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, pp. 1-24. Paris: Technip
Mattei M, Cipollari P, Cosentino D, Argentieri A, Rossetti F, et al. 2002. The Miocene tectono-sedimentary evolution of the southern Tyrrhenian Sea: stratigraphy, structural and paleomagnetic data from the on-shore Amantea basin (Calabrian Arc, Italy). *Basin Res.* 14: 147-68
Maury RC. 1984. Les conséquences volcaniques de la subduction. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXVI, n° 3: 489-500
Maury RC. 1993. Les séries volcaniques. *Mem. Soc. Geol. France* 163: 39-55
Maury RC, Fourcade S, Coulon C, El Azzouzi M, Bellon H, et al. 2000. Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin : a consequence of slab breakoff. *C.R. Acad. Sci. Paris* 331: 159-73
Mazzuoli R. 1967. Le vulcaniti di Roccastrada (Grosseto). *Atti Società Toscana Scienze Naturali* A 84: 315-73
Mazzuoli R, Tortorici L, Ventura G. 1995. Oblique rifting in Salina, Lipari and Vulcano islands (Aeolian islands, southern Italy). *Terra Nova* 7: 444-
McDonough WF. 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 101: 1-18

McDonough WF, Nelson DO. 1984. Geochemical constraints on magma processes in a peralkaline system: The Paisano volcano, west Texas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48: 2443-55
McDonough WF, Sun S-S. 1988. A primitive mantle composition from xenoliths. *Chemical Geology* 70: 12
McDonough WF, Sun S-s. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-53
McDonough WF, Sun S-S, Ringwood AE, Jagoutz E, Hofmann AW. 1992. Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56: 1001-12
McKenzie D, O'Nions KR. 1995. The source regions of ocean island basalts. *J. Pet.* 36: 133-59
McNutt MK, Caress DW, Reynolds J, Jordahl KA, Duncan RA. 1997. Failure of plume theory to explain midplate volcanism in the southern Austral islands. *Nature* 389: 479-82
Meibom A, Anderson DL. 2003. The statistical upper mantle assemblage. *Earth and Planetary Science Letters* 217: 123-39
Melluso L, Conticelli S, D'Antonio M, Mirco NP, Saccani E. 2003. Petrology and mineralogy of wollastonite- and melilite-bearing paralavas from the central Apennines, Italy. *American Mineralogist* 88: 1287-99
Melzer S, Foley SF. 2000. Phase relations and fractionation sequences in potassic magma series modelled in the system $CaMgSi_2O_6$-$KAlSiO_4$-Mg_2SiO_4-F at 1 bar to 18 kbar. *Contrib. Mineral. Petrol.* 138: 186-97
Metrich N, Dhamelincourt P. 1984. Un exemple d'interaction magma-encaissant carbonaté: les enclaves des ponces d l'île de Ventotene (îles Pontines). *C.R. Acad. Sci. Paris* 298, Série II: 469-74
Metrich N, Santacroce R, Savelli C. 1988. Ventotene, a potassic Quaternary volcano in Central Tyrrhenian Sea. *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.* 43: 1195-213
Millot R, Allègre C-J, Gaillardet J, Roy S. 2003. Lead isotopic systematics of major river sediments: a new estimate of the Pb isotopic composition of the upper continental crust. *Chemical Geology* 203: 75-90
Minissale A, Evans WC, Magro G, Vaselli O. 1997. Multiple source components in gas manifestations from north-central Italy. *Chemical Geology* 142: 175-92
Minissale A, Magro G, Vaselli O, Verrucchi C, Perticone I. 1997. Geochemistry of water and gas discharges from the Mt. Amiata silicic complex and surrounding areas (central Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 79: 223-51
Molnar P, Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of continental collision. *Science* 189: 419-26
Mongelli F, Cataldi R, Celati R, Della Vedova B, Fanelli M, et al. 1992. Geothermal regime in Italy. In *Geothermal Atlas of Europe*, ed. E Hurtig, V Cermak, R Haenel, V Zui, pp. 54-9: H. Haack Verlagsges Gotha
Montanini A, Barbieri M, Castorina F. 1994. The role of fractional crystallisation, crustal melting and magma mixing in the petrogenesis of rhyolites and mafic inclusion-bearing dacites from the Monte Arci volcanic complex (Sardinia, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 61: 95-120
Morelli C. 1970. Physiography, gravity and magnetism of the Tyrrhenian Sea. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 12: 275-309
Morelli C. 1982. Le conoscenze geofisiche dell'Italia e dei mari antistanti. *Memorie della Società Geologica Italiana* 24: 521-30
Morra V, Secchi FA, Assorgia A. 1994. Petrogenetic significance of peralkaline rocks from Cenozoic calcalkaline volcanism from SW Sardinia, Italy. *Chem. Geol.* 118: 109-42

Mourtada S, Le Bas MJ, Pin C. 1997. Petrogenesis of Mg-carbonatites from Tamazert in the Moroccan High Atlas. *Comptes Rendus de L'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 325: 559-64
Moussat E, Réhault J-R, Fabbri A, Mascle G. 1985. Evolution géologique de la Mer Tyrrhénienne. *C. R. Acad. Sci. Paris* 301: 491-5
Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 38: 757-75
Nappi G, Antonelli F, Coltorti M, Milani L, Renzulli A, Siena F. 1998. Volcanological and petrological evolution of the Eastern Vulsini District, Central Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 87: 211-32
Narici E. 1932. Contributo alla petrografica chimica della provincia magmatica campana e del M. Vulture. *Zeitsch. f. Vulk.* 14
Nicolich R, Dal Piaz GV. 1991. Isobate della moho in Italia. In *Structural Model of Italy, 1:500 000, Progetto Finalizzato Geodinamica*. Roma: CNR
Odin GS. 1982. Interlaboratory standards for dating purposes. In *Numerical Dating in Stratigraphy*, ed. GS Odin, pp. 123-50. Chichester: Wiley
Odin GS, Barbin V, Hurford AJ, Baadsgaard H, Galbrun B, Gillot P-Y. 1991. Multi-method radiometric dating of volcano-sedimentary layers from northern Italy: Age and duration of the Priabonian stage. *Earth and Planetary Science Letters* 106: 151-68
Olbertz D, Wortel MJR, Hansen U. 1997. Trench migration and subduction zone geometry. *Geophys. Res. Lett.* 24: 221-4
Oldow JSD, D'Argenio B, Ferranti L, Pappone G, Marsella G, Sacchi E. 1993. Large scale longitudinal extension in the Southern Apennines contractional belt, Italy. *Geology* 21: 1123-6
Panza GF, Mueller S. 1979. The plate boundary between Eurasia and Africa in the Alpine area. *Memorie della Società Geologica Italiana* 33: 43-50
Papazachos BC. 1973. Distribution of seismic foci in the Mediterranean and its tectonic implication. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 33: 421-30
Papazachos BC. 1990. Seismicity of the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics* 178: 287-308
Papazachos BC, Karakaisis GF, Papadimitriou EE, Papaioannou CHA. 1997. The regional time and magnitude predictable model and its application to the Alpine-Himalayan belt. *Tectonophysics* 271: 295-323
Papazachos CB, Kiratzi AA. 1996. A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics* 253: 129-53
Pappalardo L, Civetta L, D'Antonio M, Deino A, Di Vito M, et al. 1999. Chemical and Sr isotopic evolution of the Phlegrean magmatic system before the campanian ignimbrite and the Neapolitan Yellow tuff eruptions. *J. Volcanol. Geotherm Res.* 91: 141-66
Parello F, Allard P, D'Alessandro W, Federico C, Jean-Baptiste P, Catani O. 2000. Isotope geochemistry of Pantelleria volcanic fluids, Sicily Channel rift: a mantle volatile end-member for volcanism in southern Europe. *Earth and Planetary Science Letters* 180: 325-39
Parello F, Allard P, D'Alessandro W, Federico C, Jean-Baptiste P, Catani O. 2000. Isotope geochemistry of Pantelleria volcanic fluids, Sicily Channel rift: a mantle volatile end-member for volcanism in southern Europe. *Earth and Planetary Science Letters* 180: 325-39
Parker RJ. 1989. Geochemical and petrographic characteristics of potassium-rich pyroclastic and lava samples from Vulsini volcano, Roman magmatic region, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 39: 297-314
Pasquare G, Poli S, Vezzoli L, Zanchi A. 1988. Continental arc volcanism and tectonic setting in Central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics* 146: 217-30

Patacca E, Sartori R, Scandone P. 1990. Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematics relations since late Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. It.* 45: 425-51
Patacca E, Sartori R, Scandone P. 1992. Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: Kinematic relations since lateTortonian times. *Memorie Societa Geologica Italiana* 45: 425-51
Patacca E, Sartori R, Scandone P. 1993. Tyrrhenian basin and Apennines. Kinematic evolution and related dynamic constraints. In *Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Region*, ed. E Boschi, E Mantovani, A Morelli, pp. 161 – 71: Kluwer Acad., Norwell, Mass
Patacca E, Scandone P. 1989. Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab, in The Lithosphere in Italy. In *It. Natl. Comm. for the Int. Lithosphere Program*, ed. A Boriani, pp. 157 – 76. Rome
Paterne M, Guichard F, Labeyrie J, Gillot PY, Duplessy JC. 1986. Tyrrhenian Sea tephrochronology of the oxygen isotope record for the past 60,000 years. *Marine Geology* 72: 259-85
Pearce JA. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In *Andesites*, ed. RS Thorpe, pp. 525-48: John Wiley & Sons
Pearce JA. 1988. Interpretation of trace element patterns in basalts using linear programming. *Chemical Geology* 70: 154
Pearce JA, Harris NBW, Tiudle AG. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25: 956-83
Pearce NJG, Westgate JA, Perkins WT, Preece SJ. 2004. The application of ICP-MS methods to tephrochronological problems. *Applied Geochemistry* 19: 289-322
Peccerillo A. 1985. Roman comagmatic province (central Italy) : Evidence for subduction-related magma-genesis. *Geology* 13: 103-6
Peccerillo A. 1990. On the origin of the Italian potassic magmas -- Comments. *Chemical Geology* 85: 183-91
Peccerillo A. 1992. Potassic and ultrapotassic rocks : Compositional characteristics, petrogenesis, and geologic significance. *Episodes* 15: 243-51
Peccerillo A. 1995. Mafic Calcalkaline tu Ultrapotassic Magmas in Central-Southern Italy : Constraints on Evolutionary Processes and Implications for Source Composition and Conditions of Magma Generation. *An. Acad. bras. Ci.* 67 (Supl.2): 171-89
Peccerillo A. 1998. Relationships between ultrapotassic and carbonate-rich volcanic rocks in central Italy: petrogenetic and geodynamic implications. *Lithos* 43: 267-79
Peccerillo A. 1999. Multiple mantle metasomatism in central-southern Italy : Geochemical effects, timing and geodynamic implications. *Geology* 27: 315-8
Peccerillo A. 2001a. Geochemistry and petrogenesis of Quaternary magmatism in central-southern Italy. *Geochem. Int.* 39: 521-35
Peccerillo A. 2001b. Geochemical similarities between the Vesuvius, Phlegrean Fields and Stromboli volcanoes: petrogenetic, geodynamic and volcanological implications. *Mineral. Petrol.* 73: 93-105
Peccerillo A. 2002. Plio-Quaternary magmatism in Central-Southern Italy : a new classification scheme for volcanic provinces and its geodynamic implications. *Boll. Soc. Geol. It.* Volume speciale n.1: 113-27, 12 ff.
Peccerillo A. 2003. Plio-Quaternary magmatism in Italy. *Episodes* 26: 222-6
Peccerillo A, Barberio MR, Yirgu G, Ayalew D, Barbieri M, Wu TW. 2003. Relationships between Mafic and Peralkaline Silicic Magmatism in Continental Rift Settings: a Petrological, Geochemical and Isotopic Study of the Gedemsa Volcano, Central Ethiopian Rift. *Journal of Petrology* 44: 2003-32
Peccerillo A, Conticelli S, Manetti P. 1987. Petrological charcteristics and the genesis of recent magmatism of Southern Tuscany and Northern Latium. *Period. Mineral.* 56: 157-72

Peccerillo A, Dallai L, Frezzotti ML, Kempton PD. 2004. Sr-Nd-Pb-O isotopic evidence for decreasing crustal contamination with ongoing magma evolution at Alicudi volcano (Aeolian arc, Italy): implications for style of magma-crust interaction and for mantle source compositions. *Lithos* 78: 217-33
Peccerillo A, Donati C. 2003. Miocene-Quaternary magmatism in central-southern Italy. *Period. Mineral.* 72: 11-23
Peccerillo A, Lustrino M. 2005. Compositional variations of Plio-Quaternary magmatism in the circum-Tyrrhenian area: Deep- vs. shallow-mantle processes. In *Plates, Plumes & Paradigms*, ed. GR Foulger, JH Natland, DC Presnall, DL Anderson: Geological Society of America
Peccerillo A, Manetti P. 1985. The potassium alkaline volcanism of Central-Southern Italy: a review of the data relevant to petrogenesis and geodynamic significance. *Trans. Geol. Soc. S. Africa* 88: 379-94
Peccerillo A, Panza GF. 1999. Upper mantle domains beneath Central-Southern Italy: Petrological, geochemical and geophysical constraints. *Pure and Applied Geophysics* 156: 421-43
Peccerillo A, Poli G, Donati C. 2001. The Plio-Quaternary magmatism of southern Tuscany and northern Latium: compositional charcateristics, genesis and geodynamic significance. *Ofioliti* 26: 229-38
Peccerillo A, Poli G, Serri G. 1988. Petrogenesis of orenditic and kamafugitic rocks from Central Italy. *Canad. Mineral.* 26: 45-65
Peccerillo R, Taylor SR. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58: 63-81
Perini G, Conticelli S, Francalanci L, Davidson JP. 2000. The relationship between potassic and calc-alkaline post-orogenic magmatism at Vico volcano, central Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 95: 247-72
Perini G, Conticelli S, Francalanci L, Davidson JP. 2000. The relationship between potassic and calc-alkaline post-orogenic magmatism at Vico volcano, central Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 95: 247-72
Perini G, Tepley I, Frank J., Davidson JP, Conticelli S. 2003. Erratum to "The origin of K-feldspar megacrysts hosted in alkaline potassic rocks from central Italy: a track for low-pressure processes in mafic magmas" [Lithos 66 (2003) 223-240]. *Lithos* 68: 131
Perugini D, Poli G, Bonin B. 2004. Interaction between mafic and felsic magmas in orogenic suites. *Lithos* 78: ix-xii
Perugini D, Ventura G, Petrelli M, Poli G. 2004. Kinematic significance of morphological structures generated by mixing of magmas: a case study from Salina Island (southern Italy). *Earth and Planetary Science Letters* 222: 1051-66
Pescatore T, Slaczka A. 1984. Evolution models of two flysch basins: the northern Carpathians and the southern Apennines. *Tectonophysics* 106: 49-70
Petrelli M, Poli G, Perugini D, Peccerillo A. 2005. Petrograph: a New Software to Visualize, Model, and Present Geochemical Data in Igneous Petrology. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6
Pichler H. 1965. Acid Hyaloclastites. *Bull. Volcanol.* 28: 293-310
Pichler H. 1980. The Island of Lipari. *Rendiconti Società Italiana di Mineralogia e Petrografia* 36: 415-40
Pilet S, Hernandez J, Sylvester PJ. 2005. The isotopic signature in OIB mantle sources: the metasomatic alternative. *http://www.mantleplumes.org/MetasomaticOIB.html*
Pilet S, Hernandez J, Sylvester PJ, Poujol M. 2005. The metasomatic alternative for ocean island basalt chemical heterogeneity. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 236: 148-66

Pinarelli L. 1987. Genetic and evolutive models of Tolfa-Cerveteri-Manziana volcanic complex (Italy): geochemical and petrological evidence. *Rendiconti Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 42: 312-3
Pinarelli L. 1991. Geochemical and isotopic (Sr, Pb) evidence of crust-mantle interaction in acidic melts -- The Tolfa-Cerveteri-Manziana volcanic complex (central Italy): a case history. *Chemical Geology* 92: 177-95
Pinarelli L, Poli G, Santo P. 1989. Geochemical characterization of recent volcanism from the Tuscan magmatic province (Central Italy): the Roccastrada and San Vincenzo centers. *Per. Miner.* 58: 67-96
Pinarelli L, Villa IM. 1985. Alterazione e età apparenti K/Ar nei megacristalli di sanidino di Roccastrada. *Rend. SIMP* 40: 423-4
Piromallo C, Morelli A. 1997. Imaging the Mediterranean upper mantle by P-wave travel time tomography. *Ann. Geofis. XL*: 963-79
Piromallo C, Morelli A. 2003. P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *J. Geophys. Res.* 108: 110, 23
Plag H-P, Ambrosius B, Baker TF, Beutler G, Bianco G, et al. 1998. Scientific objectives of current and future WEGENER activities. *Tectonophysics* 294: 177–223
Plank T, Langmuir CH. 1998. The geochemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145: 325-94
Poli G. 1992. Geochemistry of Tuscan Archipelago granitoids, Central Italy: the role of hybridisation processes in their genesis. *J. Geol.* 100: 41-56
Poli G, Chiesa S, Gillot PY. 1987. Chemistry versus time in the volcanic complex of Ischia (Gulf of Naples, Italy): evidence of successive volcanic cycles. *Contrib. Miner. Petrol.* 95: 322-35
Poli G, Frey FA, Ferrara G. 1984. Geochemical characteristics of the south Tuscany (Italy) volcanic province: Constraints on lava petrogenesis. *Chemical Geology* 43: 203-21
Poli G, Ghezzo C, Conticelli S. 1989a. Geochemistry of granitic rocks from the Hercynian Sardinia-Corsica batholith: Implication for magma genesis. *Lithos* 23: 247-66
Poli G, Manetti P, Tommasini S. 1989b. A petrological review on Miocene-Pliocene intrusive rocks from southern Tuscany and Tyrrhenian sea (Italy). *Period. Mineral.* 58: 109-26
Poli G, Perugini D. 2003. Roccastrada volcanites. *Per. Mineral.* 72: 169-81
Poli G, Tommasini S. 1991. A geochemical approach to the evolution of granitic plutons: a case study, the acid intrusions of Punta Falcone (northern Sardinia, Italy). *Chemical Geology* 92: 87-105
Poli G, Tommasini S. 1999. Geochemical modeling of acid-basic magma interaction in the Sardinia-Corsica Batholith: the case study of Sarrabus, southeastern Sardinia, Italy. *Lithos* 46: 553-71
Poli S, Chiesa S, Gillot P-Y, Guichard F, Vezzoli L. 1989. Time dimension in the geochemical approach and hazard estimates of a volcanic area: The isle of Ischia case (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 36: 327-35
Puxeddu M. 1984. Structure and late Cenozoic evolution of the upper lithosphere in southwest Tuscany (Italy). *Tectonophysics* 101: 357-82
Quidelleur X, Gillot PY, Soler V, Lefèvre JC. 2001. K/Ar dating extended into the last millennium: Application to the the youngest effusive episode of the Teide volcano (Canary Islands, Spain). *Geophys. Res. Lett.* 28: 3067-70
Réhault JP, Mascle J, Boillot G. 1984. Evolution géodynamique de la Méditerranée depuis l'Oligocène. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 27: 85–96
Richard P, Shimizu N, Allègre CJ. 1976. $^{143}Nd/^{144}Nd$ a natural tracer: an application to oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 31: 269-78

Rickwood PC. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos.* 22: 247-63
Ritsema J, Allen RM. 2003. The elusive mantle plume. *Earth and Planetary Science Letters* 207: 1-12
Ritter JRR, Jordan M, Christensen UR, Achauer U. 2001. A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany. *Earth and Planetary Science Letters* 186: 7-14
Robertson AHF, Grasso M. 1995. Overview of the Late Tertiary–recent tectonic and palaeo-environmental development of the Mediterranean region. *Terra Nova* 7: 114–27
Robin C, Colantoni P, Genesseaux M, Réhault JP. 1987. Vavilov Seamount: a middly alkaline Quaternary volcano in the Tyrrhenian Basin. *Marine Geology* 78: 125-36
Roca E. 1994. La evolucion geodinamica de la Cuenca Catalano–Balear y areas adyacentes desde el Mesozoico hasta la actualidad. *Acta Geol. Hisp.* 29: 3–25
Roca E, Desegaulx P. 1992. Analysis of the geological evolution and vertical movements in the Vale`ncia trough area, western Mediterranean. *Mar. Pet. Geol.* 9: 167–85
Rocchi S, Dini A, Innocenti F, Tonarini S, Westerman DS. 2003. Elba island: intrusive magmatism. *Per. Mineral.* 72: 73-104
Rogers NW, De Mulder M, Hawkesworth CJ. 1992. An enriched mantle source for potassic basanites: evidence from Karisimbi volcano, Virunga volcanic province, Rwanda. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 111: 543-56
Rogers NW, Hawkesworth CJ, Parker RJ, Marsh JS. 1985. The geochemistry of potassic lavas from Vulsini, central Italy, and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman Region. *Contrib. Mineral. Petrol.* 90: 244-57
Rollinson HR. 1993. *Using geochemical data : evaluation, presentation, interpretation*. Harlow, Essex, England
New York: Longman Scientific & Technical ;
Copublished in the U.S. with J. Wiley & Sons. xxvi, 352 pp.
Rombai C, Trua T, Matteini M. 1995. Metamorphic xenoliths and magmatic inclusions in the Quaternary lavas of Mt. Amiata (tuscany, central Italy): inferences for P-T conditions of magma chamber. *Atti Società Toscana Scienze Naturali* A 102: 21-38
Rosatelli G, Stoppa F, Jones AP. 2000. Intrusive calcite-carbonatite occurrence from Mt. Vulture volcano, southern Italy. *Mineralogical Magazine* 64: 155-64
Rosenbaum G, Lister GS. 2004. Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *TECTONICS* 23: 1-17
Rosenbaum G, Lister GS, Duboz C. 2002a. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *J. Virtual Explorer* 8: 107 – 30
Rosenbaum G, Lister GS, Duboz C. 2002b. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359: 117 – 29
Rosi M, Sbrana A, Vezzoli L. 1988. Correlazioni tefrostratigrafiche di Ischia, Procida e Campi Flegrei. *Atti del 74° Congresso Società Geologica Italiana*: A475-80
Ross JA. 1985. Some Aspects of the Daly Gap. *Current Science* 54: 698-9
Rossetti F, Faccenna C, Jolivet L, Funiciello R, Tecce F, Brunet C. 1999. Syn- versus post-orogenic extension: the case study of Giglio Island (Northern Tyrrhenian Sea, Italy). *Tectonophysics* 304: 71-93
Rottura A, Del Moro A, Pinarelli L, Petrini R, Peccerillo A, et al. 1991. Relationships between intermediate and acidic rocks in orogenic granitoid suites: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) data from Capo Vaticano (southern Calabria, Italy). *Chemical Geology* 92: 153-76
Royden L, Patacca E, Scandone P. 1987. Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution. *Geology* 15: 714–7

Ryan WBF, Hsü KJ, Cita MB, Dumitrica P, Lort W, et al. 1973. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj*. 1447 pp.
Sàbat F, Roca E, Munoz JA, Vergés J, Santanach P, et al. 1997. Role of extension and compression in the evolution of the eastern margin of Iberia: the ESCI-Valencia trough seismic profile. *Rev. Soc. Geol. Esp.* 8: 431–48
Santacroce R. 1987. Somma-Vesuvius. *CNR, Quaderni de "La Ricerca Scientifica", Roma* 114: 1-251
Sartori R. 1990. The main results of ODP Leg 107 in the Frame of Neogene to recent geology of Perityrrhenian areas. In *Proceedings of the ODP: Scientiific Results*, ed. KA Kastens, J Mascle, pp. 715-30
Sartori R, Carrara G, Torelli L, Zitellini N. 2001. Neogene evolution of the southwestern Tyrrhenian Sea (Sardinia Basin and western Bathyal plain). *Marine Geology* 175: 47-66
Sartori R, Torelli L, Zitellini N, Carrara G, Magaldi M, Mussoni P. 2004. Crustal features along a W-E Tyrrhenian transect from Sardinia to Campania margins (Central Mediterranean). *Tectonophysics* 383: 171-92
Sauvage J-F, Savard R. 1985. Les complexes alcalins sous-satures a carbonatites de la region d'In Imanal (Sahara malien): une presentation. *Journal of African Earth Sciences* 3: 143-9
Savelli C. 1984. Età K/Ar delle principali manifestazioni riolitiche dell'isola di Ponza. *Rend. Soc. Geol. Ital.* 6: 39-42
Savelli C. 1986. Evoluzione del vulcanismo cenozoico nel Mar Tirreno ed aree circostanti : ipotesi geochronologica sulle fasi di espansione oceanica. *Mem. Soc. Geol. It.* 27: 111-9
Savelli C. 1987. K/Ar ages and chemical data of volcanism in the western Pontine Islands (Tyrrhenian Sea). *Boll. Soc. It.* 106: 356-546
Savelli C. 1988. Late Oligocene to Recent episodes of magmatism in and around the Tyrrhenian Sea: Implications for the processes of opening in a young inter-arc basin of intra-arc-orogenic (Mediterranean) type. *Tectonophysics* 146: 163-81
Savelli C. 2000. Subduction-related episodes of K-alkaline magmatism (15-0.1 Ma) and geodynamic implications in the north Tyrrhenian - central Italy region: a review. *J. Geodynam.* 30: 575-91
Savelli C. 2001. Two-stage progression of volcanism (8-0 Ma) in the central Mediterranean (southern Italy). *Journal of Geodynamics* 31: 393-410
Savelli C. 2002. Time-space distribution of magmatic activity in the western Mediterranean and peripheral orogens during the past 30 Ma (a stimulus to geodynamic considerations). *Journal of Geodynamics* 34: 99-126
Savelli C, Gasparotto G. 1994. Calc-alkaline magmatism and rifting of the deep-water volcano of Marsili (Aeolian back-arc, Tyrrhenian Sea). *Marine Geology* 119: 137-57
Savelli C, Marani M, Gamberi F. 1999. Geochemistry of metalliferous, hydrothermal deposits in the Aeolian arc (Tyrrhenian Sea). *J. Volcanol. Geother. Res.* 88: 305-23
Savelli C, Schreider AA. 1991. The opening processes in the deep Tyrrhenian basins of Marsili and Vavilov, as deduced from magnetic and chronological evidence of their igneous crust. *Tectonophysics* 190: 119-31
Savelli S. 1998. Late Oligocene to Recent episodes of magmatism in and around the Tyrrhenian Sea : implications for the processes of opening in a young inter-arc basin of intra-orogenic (Mediterranean) type. *Tectonophysics* 146: 163-81
Sborshchikov IM, Al' mukhamedov AI. 1992. Submarine volcanoes of the Tyrrhenian Sea - Testaments to the opening of a back-arc basin. *International Geology Review* 34: 166-77
Scaillet B, MacDonald. 2003. Experimental constraints on the relationships between peralkaline rhyolites of the Kenya Rift Valley. *J. Petrol.* 44: 1867-94
Scandone P. 1979. Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian arc. *Bollettino Societa' Geologica Italiana* 98: 27-34

Scandone P, Giunta G, Liguori V. 1974. The connection between the Apulia and Sahara continental margins in the southern Apennines and Sicily. *Mem. Soc. Geol. It.* 13: 317-23
Schellart WP. 2003. *Subduction rollback, arc formation and back-arc extension*. Monash Univ., Melbourne, Australia. 243 pp.
Scutter CR, Cas RAF, Moore CL. 1998. Facies architecture and origin of a submarine rhyolitic lava flow-dome complex, Ponza, Italy. *J. Geophys. Res.* 103: 27551-66
Selvaggi G, Chiarabba C. 1995. Seismicity and P!wave image of the southern Tyrrhenian subduction zone. *Geophysical Journal International* 121: 818-26
Serri G. 1990. Neogene-Quaternary magmatism of the Tyrrhenian region: characterization of the magma sources and geodynamic implications. *Mem. Soc. Geol. It.* 41: 219-42
Serri G, Innocenti F, Manetti P. 1993. Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of central Italy. *Tectonophysics* 223: 117-47
Serri G, Innocenti F, Manetti P. 2001. Magmatism from Mesozoic to Present: petrogenesis, time-space distribution and geodynamic implications. In *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean Basins*, ed. GB Vai, IP Martini, pp. 77-104. Dordrecht: Kluwer Academic Publisher
Shaw JE, Baker JA, Menzies MA, Thirlwall MF, Ibrahim KM. 2003. Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian plate (Jordan): a mixed lithosphere-asthenosphere source activated by lithospheric extension. *Journal of Petrology* 44: 1657-79
Silveira G, Stutzmann E. 2002. Anisotropic tomography of the Atlantic Ocean. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 132: 237-48
Smith DE, Kolenkiewicz R, Nerem RS, Dunn PJ, Torrence MH, et al. 1994. Contemporary global horizontal crustal motion. *Geophys. J. Int.* 119: 511-20
Smith IEM, Chapell BW, Ward GK, Freeman RS. 1977. Peralkaline rhyolites associated with andesitic arcs of the Southwest Pacific. *Earth and Planetary Science Letters* 37: 230-6
Sobolev SV, Zeyen H, Granet M, Achauer U, Bauer C, et al. 1997. Upper mantle temperatures and lithosphere-asthenosphere system beneath the French Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations. *Tectonophysics* 275: 143-64
Somma R, Ayuso RA, De Vivo B, Rolandi G. 2001. Major, trace element and isotope geochemistry (Sr-Nd-Pb) of interplinian magmas from Mt. Somma-Vesuvius (Southern Italy). *Mineral. Petrol.* 73: 121-43
Spadini G, Bertotti G, Cloetingh S. 1995. Tectono-stratigraphic modelling of the Sardinian margin of the Tyrrhenian Sea. *Tectonophysics* 252: 269-84
Spadini G, Podladchikov Y. 1996. Sapcing of consecutive normal faulting in the lithosphere : A dynamic model for rift axis jumping (Tyrrhenian Sea). *Earth. Planet. Sci. Lett.* 144: 21-34
Spadini G, Wezel F-C. 1994. Structural evolution of the ‘‘41st parallel zone’’: Tyrrhenian Sea. *Terra Nova* 6: 552-62
Spakman W, van der Lee S, van der Hilst R. 1993. Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 79: 3-74
Spakman W, Wortel R. 2004. A Tomographic View on Western Mediterranean Geodynamics. In *The TRANSMED Atlas, The Mediterranean Region from Crust to Mantle*, ed. W Cavazza, F Roure, W Spakman, GM Stampfli, PA Ziegler, pp. 31-52. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag
Speranza F, Villa IM, Sagnotti L, Florindo F, Cosentino D, et al. 2002. Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provencal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics* 347: 231-51

Stampfli GM, Borel GD. 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters* 196: 17-33
Stampfli GM, Borel GD, Marchant R, Mosar J. 2002. Western Alps geological constraints on Western Tethyan reconstructions. *Journal of the Virtual Explorer (online)* 8: 77-106
Steiger RH, Jäger E. 1977. Subcommission of geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36: 359-62
Stein G, Lapierre H, Charvet J. 1992. Magmatisme alcalin "intra-plaque" en contexte d'arc insulaire : le massif plutonique d'Ashizuri (Japon SO). *C.R. Acad. Sci. Paris* 315: 1501-8
Steinmetz L, Ferrucci F, Hirn A, Morelli C, Nicolich A. 1983. A 449 km long Moho traverse in the Tyrrhenian Sea from OBS recorded PN wave. *Geophysical Research Letters* 6: 428-31
Stoppa F, Lavecchia G. 1992. Late Pleistocene ultra-alkaline magmatic activity in the Umbria-Latium region (Italy): An overview. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 52: 277-93
Stoppa F, Lloyd FE, Rosatelli G. 2003. CO2 as the propellant of carbonatite-kamafugite cognate pairs and the eruption of diatremic tuffisite. *Periodico di Mineralogia* 72: 205-22
Stoppa F, Principe C. 1997. Eruption style and petrology of a new carbonatitic suite from the Mt. Vulture Southern Italy/: The Monticchio Lakes Formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 78: 251-65
Stoppa F, Principe C. 1998. Erratum to "Eruption style and petrology of a new carbonatitic suite from the Mt. Vulture (Southern Italy): The Monticchio Lakes Formation" [Journal of Volcanology and Geothermal Research 78 (1997) 251-265]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 80: 137
Stoppa F, Woolley AR. 1997. The Italian carbonatites: field occurence, petrology and regional signifiance. *Mineral. Petrol.* 59: 43-67
Stormer JCJ, Nicholls J. 1978. XLFRAC: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers and Geosciences* 4: 143-59
Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews* 12: 1-33
Sun SS, McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins*, ed. AD Saunders, MJ Norry, pp. 313-45: Geol. Soc. London
Tamburelli C, Babbucci D, Mantovani E. 2000. Geodynamic implications of "subduction related" magmatism: insights from the Tyrrhenian-Apennines region. *J. Volcanol. Geother. Res.* 104: 33-43
Tapponnier P. 1977. Evolution tectonique du système alpine en Méditerrannée: Poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. géol. Fr.* 19: 437-60
Tatsumi Y. 2000. Continental crust formation by crustal delamination in subduction zones and complementary accumulation of the Enriched Mantle I component in the mantle. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 1 (12): doi:10.1029/2000GC000094, 2000
Taylor HPJ. 1980. The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}O/^{16}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ systematics in igneous rocks. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 47: 243-54
Taylor HPJ, Turi B. 1976. High-^{18}O Igneous Rocks from the Tuscan Magmatic Province, Italy. *Cont. Min. Pet.* 55: 33-54
Taylor J, Hugh P., Turi B, Cundari A. 1984. $^{18}O/^{16}O$ and chemical relationships in K-rich volcanic rocks from Australia, East Africa, Antarctica, and San Venanzo-Cupaello, Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 69: 263-76
Taylor SR, McLennan SM. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell. 312 pp pp.
Taylor SR, McLennan SR. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell

Tedesco D. 1997. Systematic variations in the 3He/4He ratio and carbon of fumarolic fluids from active volcanic areas in Italy: Evidence for radiogenic 4He and crustal carbon addition by the subducting African plate? *Earth and Planetary Science Letters* 151: 255-69
Tedesco D, Nagao K, Scarsi P. 1998. Noble gas isotopic ratios from historical lavas and fumaroles at Mount Vesuvius (southern Italy): constraints for current and future volcanic activity. *Earth and Planetary Science Letters* 164: 61-78
Tilton GR, Schreyer W, Schertl H-P. 1989. Pb-Sr-Nd isotopic behaviour of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53: 1391-400
Tindle AG, Pearce JA. 1983. Assimilation and partial melting of continental crust: evidence from the mineralogy and geochemistry of autoliths and xenoliths. *Lithos* 16: 185-202
Todt W, Cliff RA, Hanser A, Hofmann AW. 1996. Evaluation of a ^{202}Pb-^{205}Pb double spike for high-precision lead isotope analysis. In *Earth Processes: Reading the Isotope Code*, ed. SRHaA Basu, pp. 429–37. Washington, D. C.: AGU
Tonarini S, Leeman WP, Ferrara G. 2001. Boron isotopic variations in lavas of the Aeolian volcanic arc, South Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 110: 155-70
Trua T, Serri G, Marani M, Renzulli A, Gamberi F. 2002. Volcanological and petrological evolution of Marsili Seamount (southern Tyrrhenian Sea). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114: 441-64
Trua T, Serri G, Marani MP. 2003. Lateral flow of African mantle below the nearby Tyrrhenian plate: geochemical evidence. *Terra Nova* 15: 433-40
Turco E, Zupetta A. 1998. A kinematic model for the Plio-Quaternary evolution of the Tyrrhenian-Apenninica System : implications for rifting processes and volcanism. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 82: 1-18
Turi B, Taylor HP, Ferrara G. 1991. Comparisons of ^{18}O/^{16}O and ^{87}Sr/^{86}Sr in volcanic rocks from the Pontine Islands, M. Ernici and Campania with other areas in Italy. In *Stable isotope geochemistry: a tribute to Samuel Epstein*, ed. HP Taylor, JR O'Neil, IR Kaplan, pp. 307-24: The Geochemical Society
Turi B, Taylor J, H. P., Ferrara G. 1986. A criticism of the Holm-Munksgaard oxygen and strontium isotope study of the Vulsinian District, Central Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 78: 447-53
Van Bemmelen RW. 1969. Origin of the Western Mediterranean Sea. *Verhandl. Kon. Ned. Geol. Mijnbouw Gen.* 26: 13-52
Van Bergen MJ. 1985. Common trace-element characteristics of crustal- and mantle-derived K-rich magmas at Mt. Amiata (central Italy). *Chemical Geology* 48: 125-35
Van Bergen MJ, Barton M. 1984. Complex interaction of aluminous metasedimentary xenoliths and siliceous magma, an example from Mt. Amiata (central Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.* 86: 374-85
Van Bergen MJ, Ghezzo C, Ricci CA. 1983. Minette inclusions in the rhyodacitic lavas of Mt. Amiata (Central Italy): Mineralogical and chemical evidence of mixing between Tuscan and Roman type magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 19: 1-35
van der Hilst RD. 1995. Complex morphology of subducted lithosphere in the mantle beneath the Tonga trench. *Nature* 374: 154-7
van der Hilst RD, Engdahl ER, Spakman W, Nolet G. 1991. Tomographic imaging of subducted lithosphere below the northwest Pacific islands. *Nature* 353: 37-43
Van der Meulen MJ, Kouwenhoven TJ, van der Zwaan GJ, Meulenkamp JE, Wortel MJR. 1999. Late Miocene uplift in the Romagnan Apennines and the detachment of subducted lithosphere. *Tectonophysics* 315: 319-35
Vezzoli L. 1988. Attività esplosiva alcalino-potassica pleistocenica dell'isola di Ponza. *Boll. GNV* 4: 584-99

Vezzoli L. 1999. Geologia ed evoluzione Plio-Quaternaria dell'Isola di Palmarola (Arcipelago Pontino). In *Studi geografici e geologici in onore di Severino Belloni*, ed. G Orombelli, pp. 645-56. Milano: Università degli Studi di Milano
Viallard P. 1978. Tectogénèse de la chaîne ibérique: relations substratum-couverture dans une tectonique polyphasée. *C. R. Acad. Sci. Paris* 287D: 1103–6
Viallard P. 1979. La chaîne ibérique: zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectogenèse alpine. *C. R. Acad. Sci. Paris* 289D: 65-8
Villa IM. 1988. Excess Ar in K-rich volcanites: the role of fluids. *Rend. SIMP* 43: 95-104
Villa IM, Granelli G, Puxeddu M, Bestini G, Pandeli E. 1987. Granitic dykes of 3.6 Ma age from 3.5 km deep geothermal well at Larderello (Italy). "Granite and their surrounding". *Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 42: 364
Villemant B, Flehoc C. 1989. U-Th fractionation by fluids in K-rich magma genesis: the Vico volcano, central Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 91: 312-26
Vollmer R. 1976. Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of alkaline rocks: the alkaline rocks from Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40: 283-95
Vollmer R. 1989. On the orgin of the Italian potassic magmas : 1. A discussion contribution. *Chemical Geology* 74: 229-39
Vollmer R. 1990. On the origin of the Italian potassic magmas -- Reply. *Chemical Geology* 85: 191-6
Vollmer R. 1991. On the origin of the Italian potassic magmas: a one-dimensional diffusion-controlled model of source metasomatism. *Earth and Planetary Science Letters* 107: 487-98
Vollmer R, Hawkesworth CJ. 1980. Lead isotopic composition of the potassic rocks from Roccamonfina (South Italy). *Earth and Planetary Science Letters* 47: 91-101
Vollmer R, Johnston K, Ghiara MR, Lirer L, Munno R. 1981. Sr isotope geochemistry of megacrysts from continental rift and converging plate margin alkaline volcanism in South Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 11: 317-27
von Raumer JF, Stampfli GM, Bussy F. 2003. Gondwana-derived microcontinents -- the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics* 365: 7-22
Wang CY, Hwang WT, Shi Y. 1989. Thermal evolution of a Rift basin: the Tyrrhenian Sea. *Journal Geophysical Research* 94: 3991-4006
Washington HS. 1906. The Roman Comagmatic Region. *Carnegie Institution of Washington* 36: 1-220
Watts AB, Platt JP, Bulh P. 1993. Tectonic evolution of the Alboran Sea Basin. *Basin Res.* 5: 153–77
Wedepohl KH. 1991. Chemical composition and fractionation of the continental crust. *Geol. Rundsch.* 80: 225-31
Wedepohl KH. 1995. The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59: 1217-32
Wendlandt RF, Eggler DH. 1980. The origin of potassic magmas: stability of phlogopite in natural spinel lherzolite an in the KAlSiO4-MgO-SiO2-H2O-CO2 at high pressures and high temperatures. *American Journal of Science* 280: 421-58
Wezel FC. 1978. La virgazione tirrenica. *Rend. Soc. Geol. Ital.* 1: 13-4
Wezel FC. 1985. Structural features and basin tectonics of the Tyrrhenian Sea. In *Geological Evolution of the Mediterranean basin*, ed. DJ Stanley, FC Wezel, pp. 153-94: Springer Verlag
Whalen JB, Currie KL, Chappell BW. 1987. A-type granites: Geochimical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contr. Mineralogy and Petrology* 87: 319-27
White JC, Urbanczyk KM. 2001. Origin of a silica-oversaturated quartz trachyte-rhyolite suite through combined crustal melting, magma mixing, and fractional crystallization: the Leyva Canyon volcano, Trans-Pecos Magmatic Province, Texas. *J. Volcanol. Geother. Res.* 111: 155-82

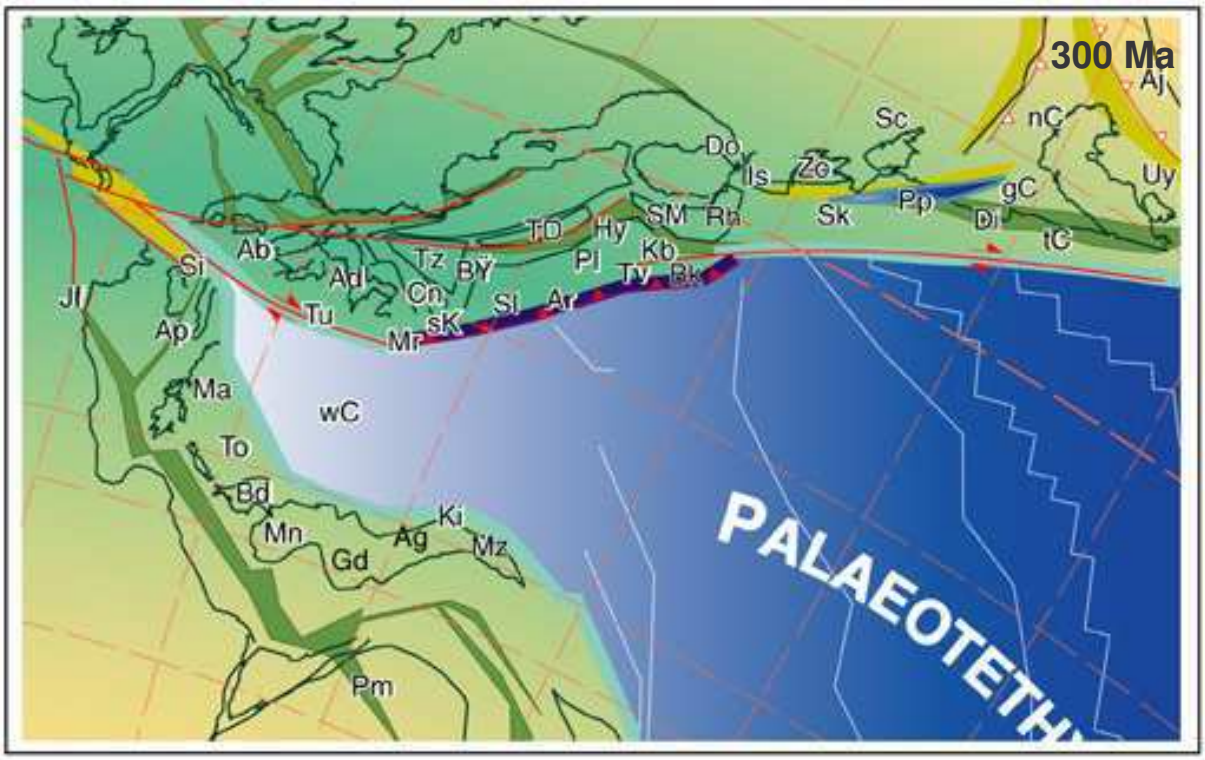
White WM, Albarede F, Telouk P. 2000. High-precision analysis of Pb isotope ratios by multi-collector ICP-MS. *Chemical Geology* 167: 257-70
Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis - A global tectonic approach*. London: Chapman & Hall. 466 pp.
Wilson M, Bianchini G. 1999. Tertiary-Quaternary magmatism within the Mediterranean and surrounding regions. *Geol. Soc. London* 156: 141-68
Wilson M, Downes H. 1991. Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in Western and Central Europe. *J. Petrol.* 32: 811-49
Wilson M, Patterson R. 2001. Intraplate magmatism related to short-wavelength convective instabilities in the upper mantle: evidence from the Tertiary-Quaternary volcanic province of western and central Europe. In *Mantle plumes: their identification through time*, ed. RE Ernst, KL Buchan, pp. 37-58: Geol. Soc. Am. Spec. Paper
Winchester JA, Floyd PA. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. geol.* 20: 325-43
Wood DA, Joron JL, Treuil M, Norry M, Traney J. 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.* 70: 319-39
Wortel MJR, Spakman W. 1992. Structure and dynamics of subducted lithosphere in the Mediterranean region. *Proc. K. Ned. Akad. Wet.* 95: 325 – 47
Wortel MJR, Spakman W. 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science* 290: 1910 – 7
Yastrebov VS, Savelli C, Sborshchikov IM, Schreider AA. 1988. On the oceanic crust of the Tyrrhenian Sea: present knowledge and open problems. *Mem. Soc. Geol. It.* 41: 547-56
Yaxley GM. 2000. Experimental study of the phase and melting relations of homogeneous basalt +
peridotite mixtures and implications for the petrogenesis of flood basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139: 326-38
Ylagan R, Altaner S, Pozzuoli A. 1996. Hydrothermal alteration of a rhyolitic hyaloclastite from Ponza Island, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 74: 215-31
Ziegler PA, Cloetingh S. 2003. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Science Reviews* 64: 1-50
Zindler A, Hart SR. 1986. Chemical geodynamics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 14: 493–571
Zindler A, Jagoutz E, Goldstein S. 1982. Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective. *Nature* 298: 519-23
Zitellini N, Marani M. 1986. *Tettonica compressiva post-rift nel margine tirrenico tosco-laziale*, Atti 73° Congr. Soc. Geol. It., Roma (Italy)
Zitellini N, Marani M, Borsetti AM. 1984. Postorogenic tectonic evolution of Palmarola and Ventotene Basins (Pontine Archipelago). *Mem. Soc. Geol. It.* 27: 121-31

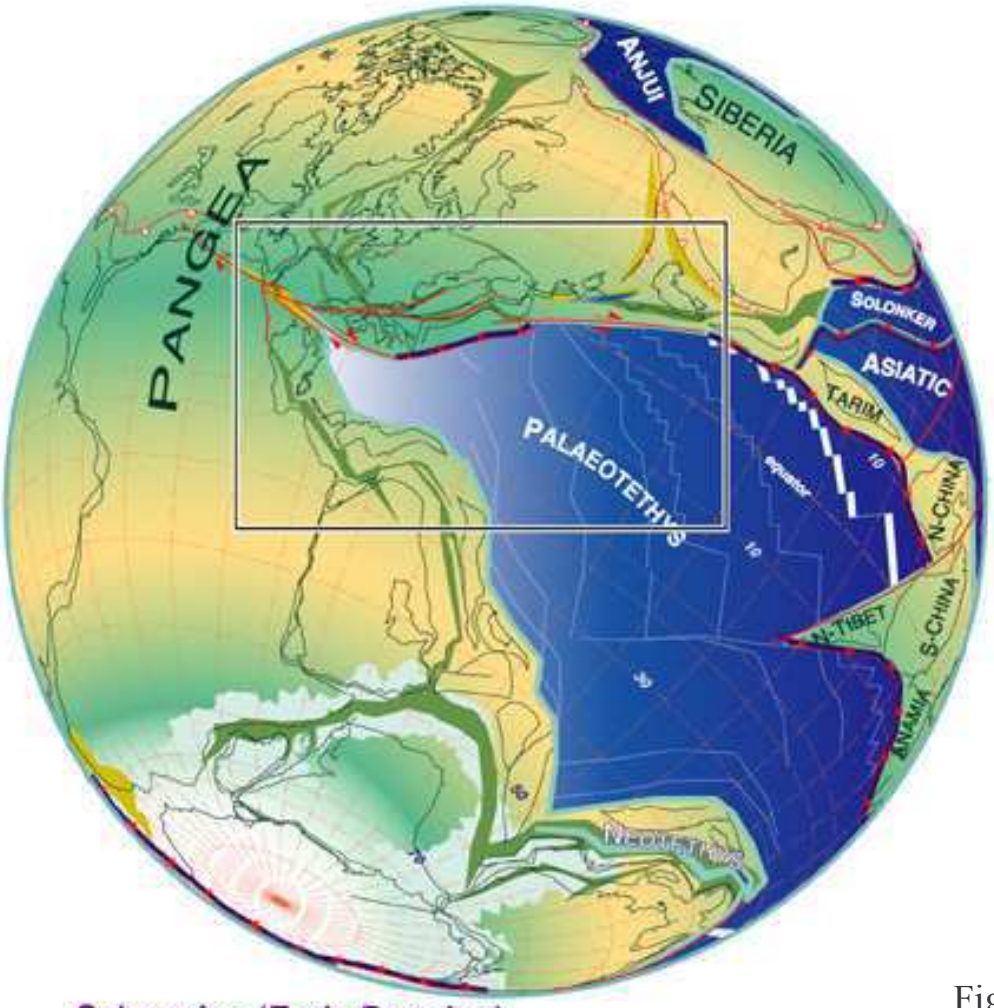
O terc'hel stenn, E vez kaset an traou da benn.

ANNEXES

Annexe A

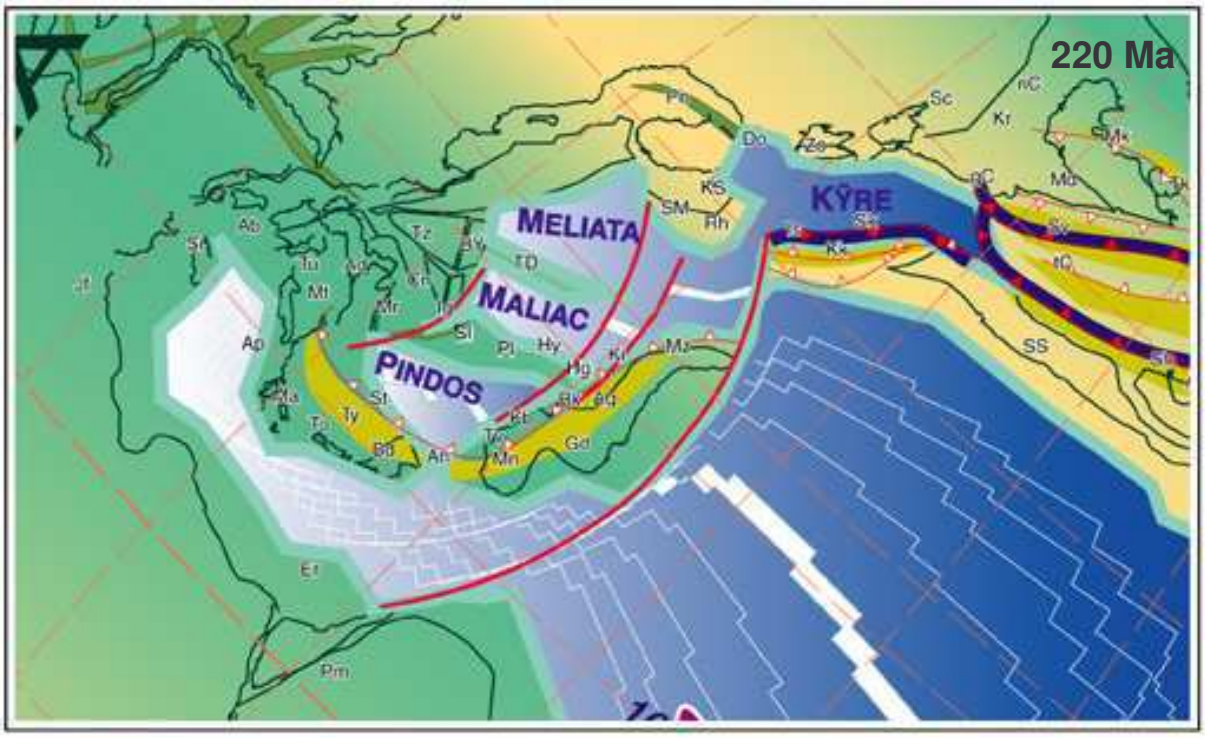
Reconstructions paléogéographiques et paléotectoniques depuis le Paléozoïque (d'après Stampfli et al., 2002)





Sakmarian (Early Permian)

Figure 1


220 Ma
MELIATA
MALIAC
PINDOS
KŸRE

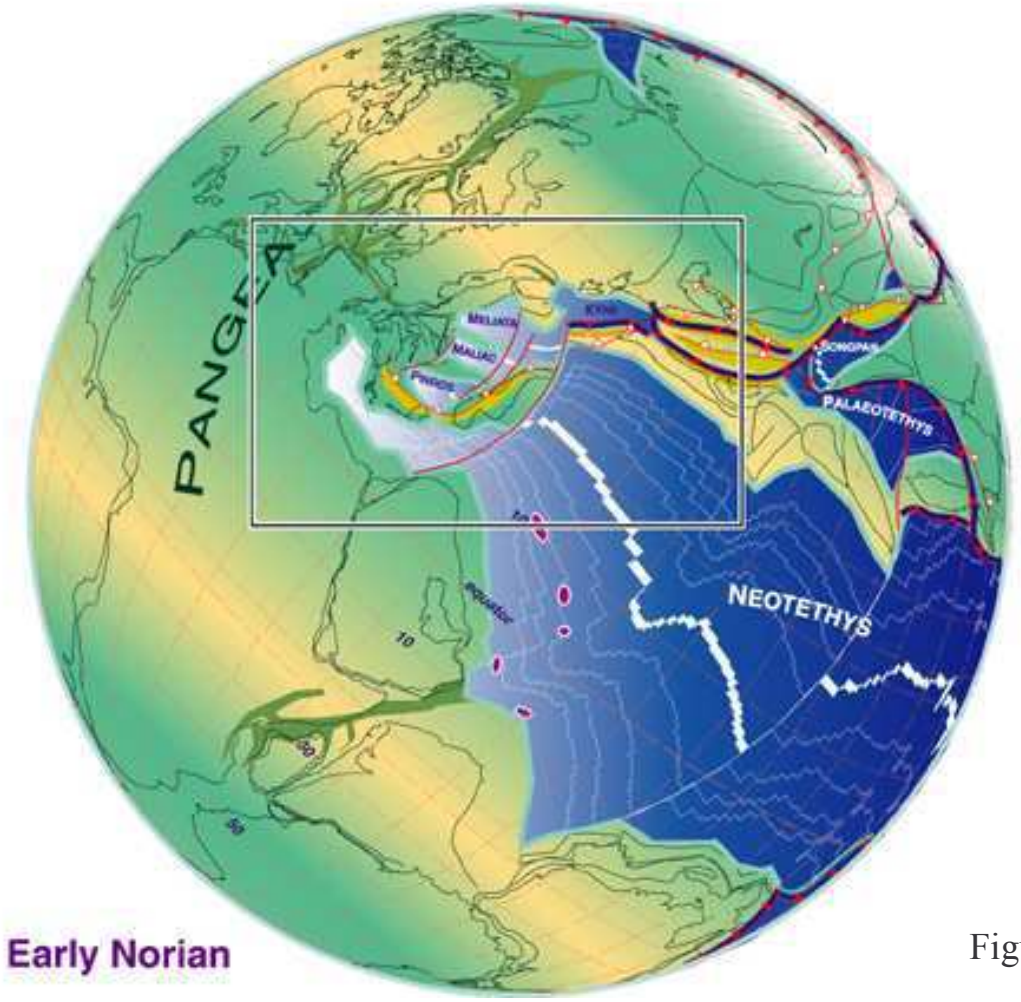
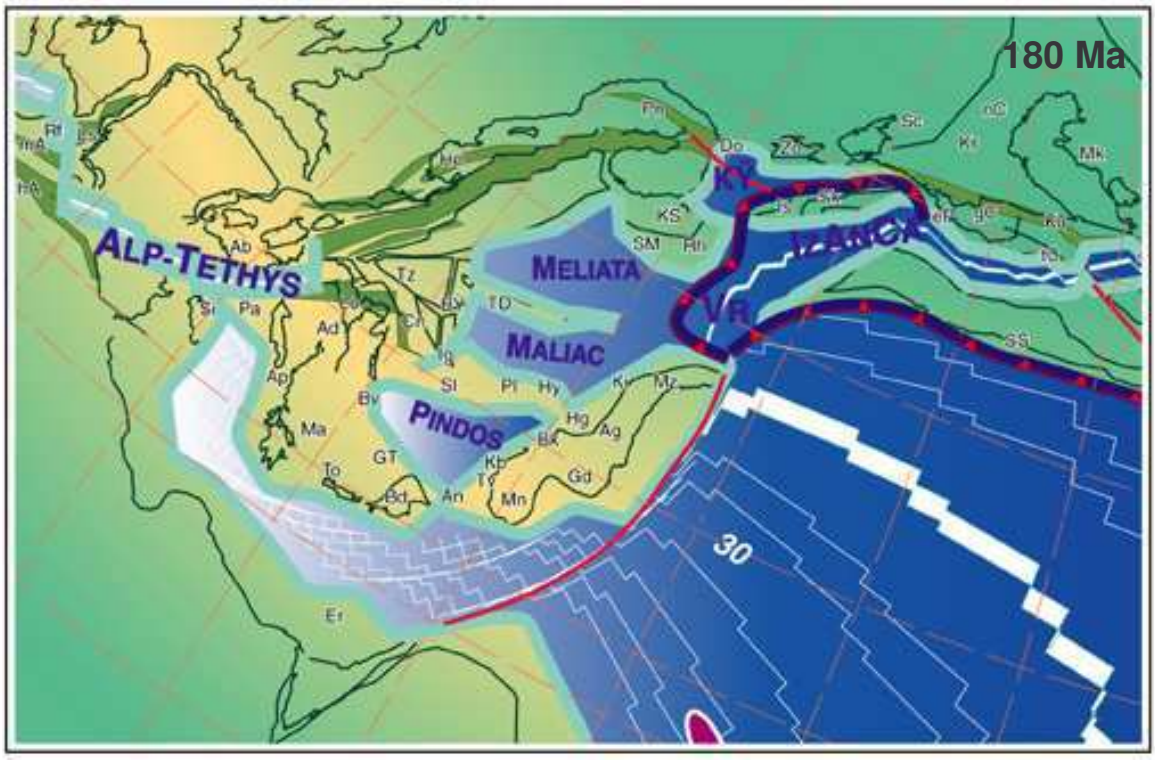

PANGEA
MELIATA
MALIAC
PINDOS
KŸRE
PALAEOTETHYS
NEOTETHYS
Equator
10
30
50
Early Norian

Figure 2


180 Ma
ALP-TETHYS
MELIATA
MALIAC
PINDOS
30

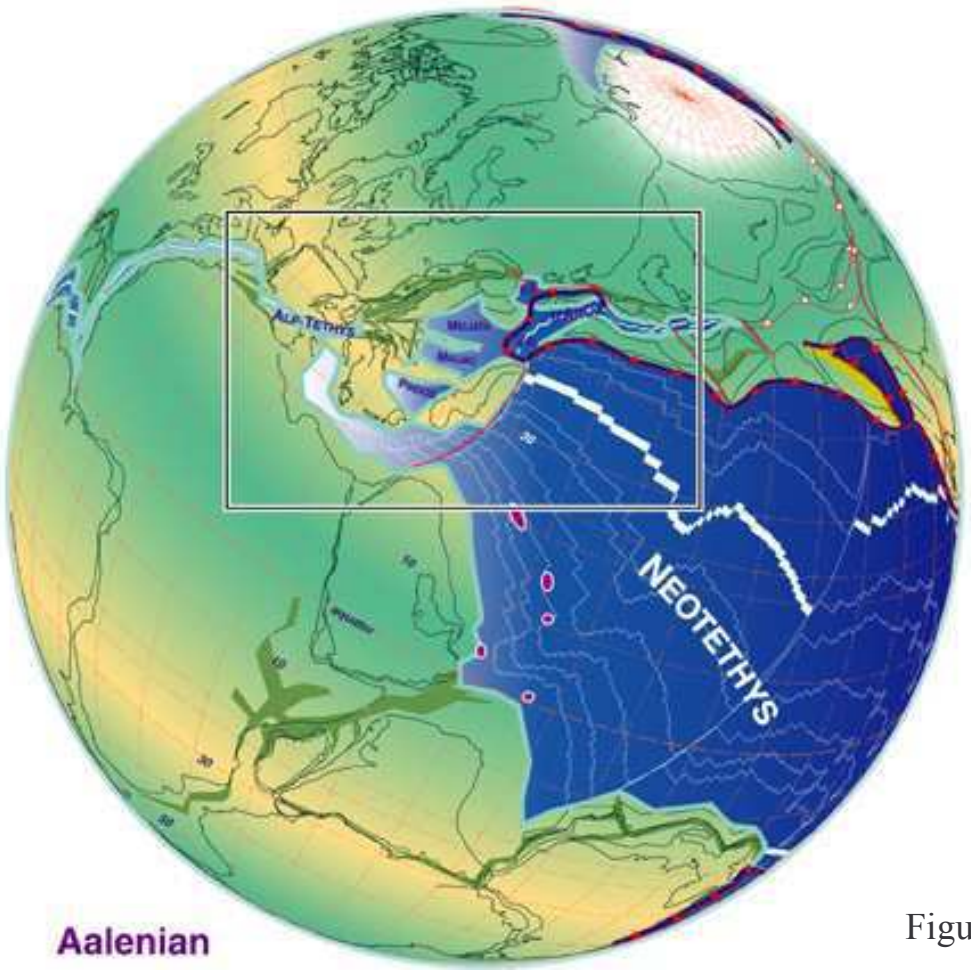
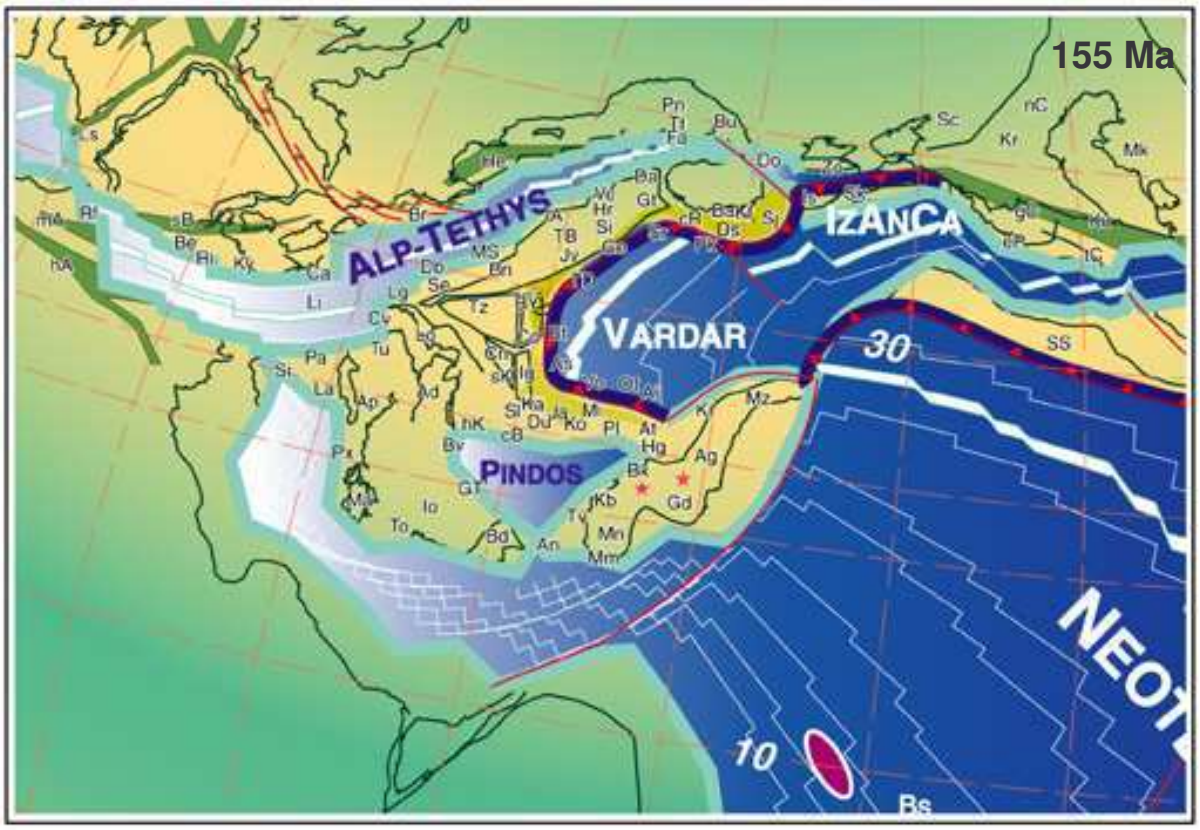
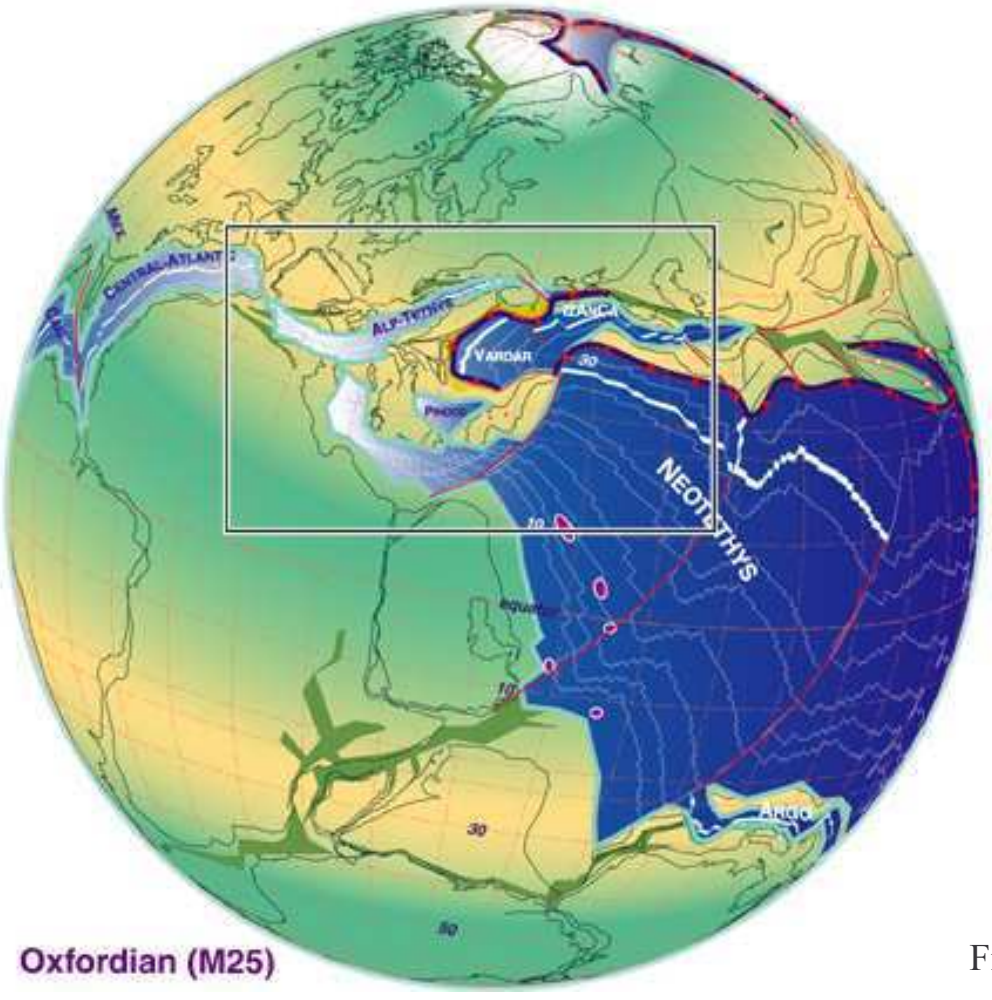

NEOTETHYS
Aalenian

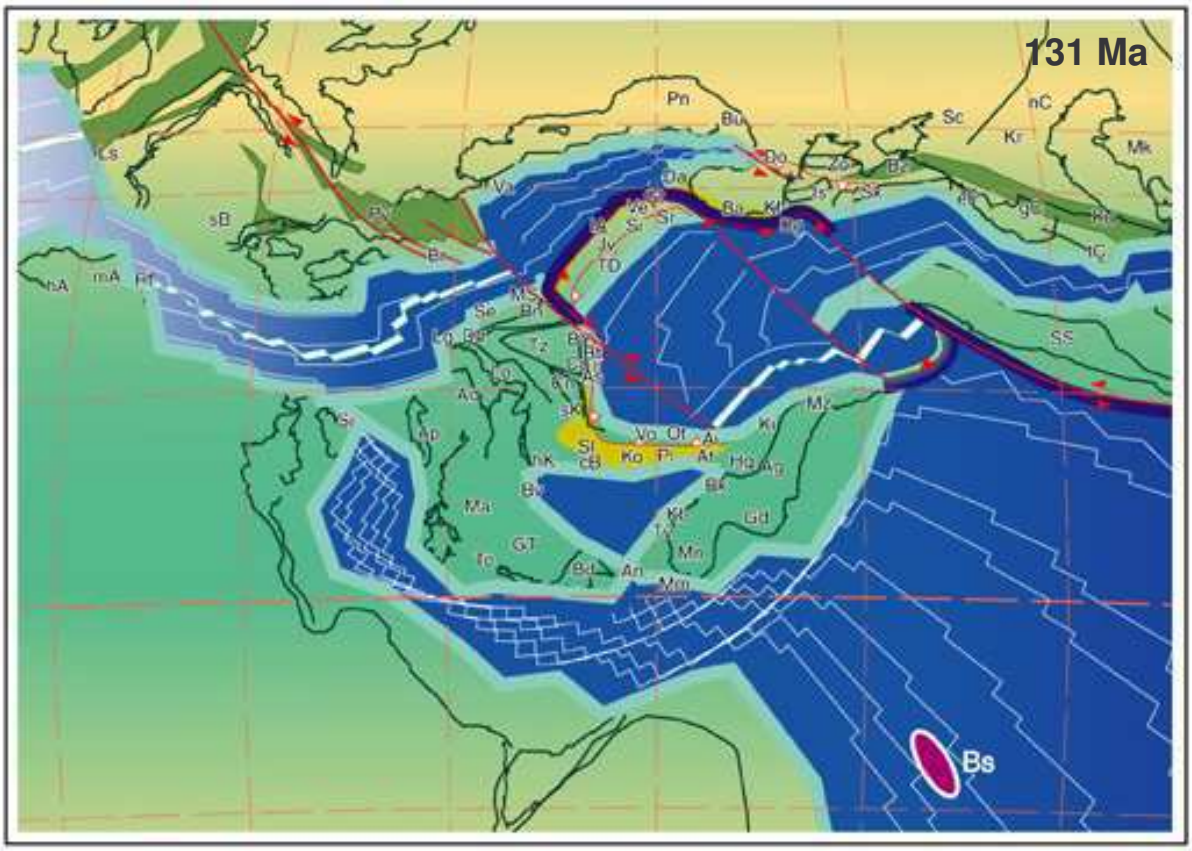
Figure 3





Oxfordian (M25)

Figure 4


131 Ma
Bs

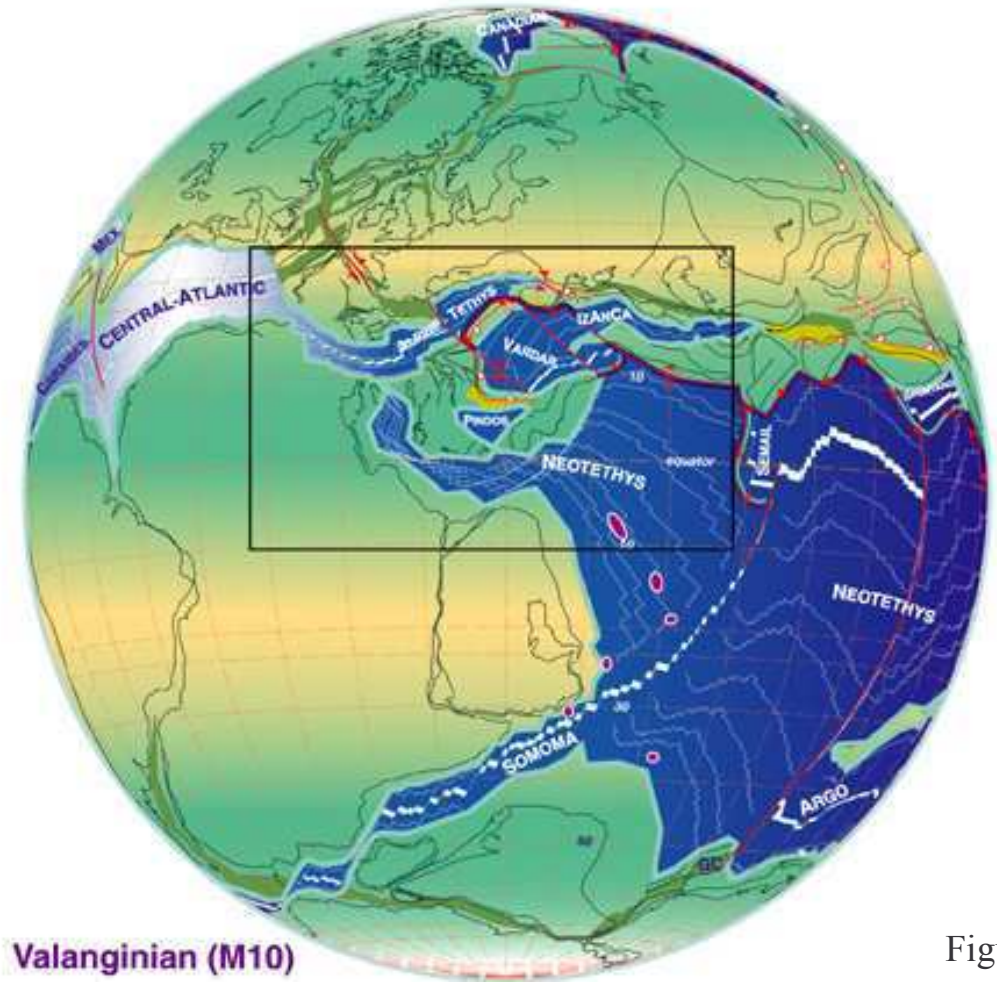
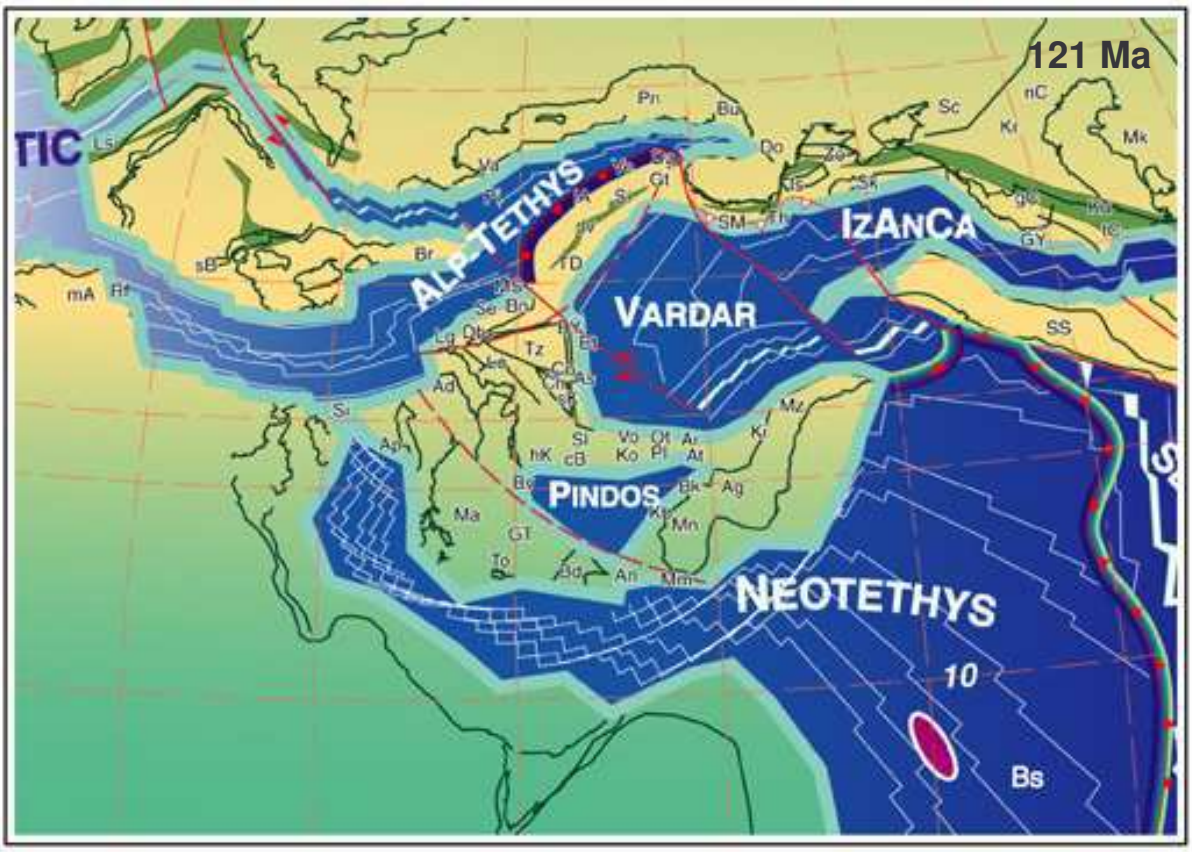

CENTRAL-ATLANTIC
NEOTETHYS
NEOTETHYS
SOMOMA
ARGO
Valanginian (M10)

Figure 5


121 Ma
TIC
ALP-TETHYS
VARDAR
IZANCA
PINDOS
NEOTETHYS
10
Bs

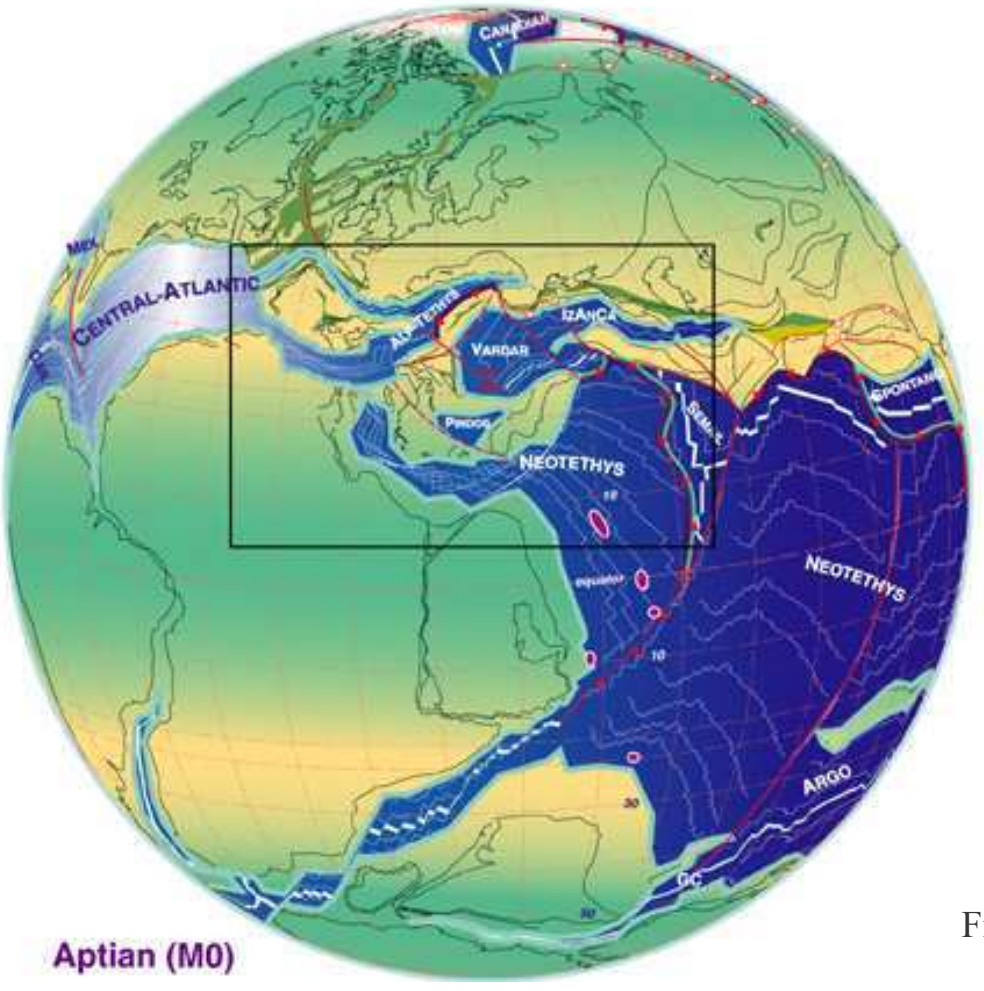
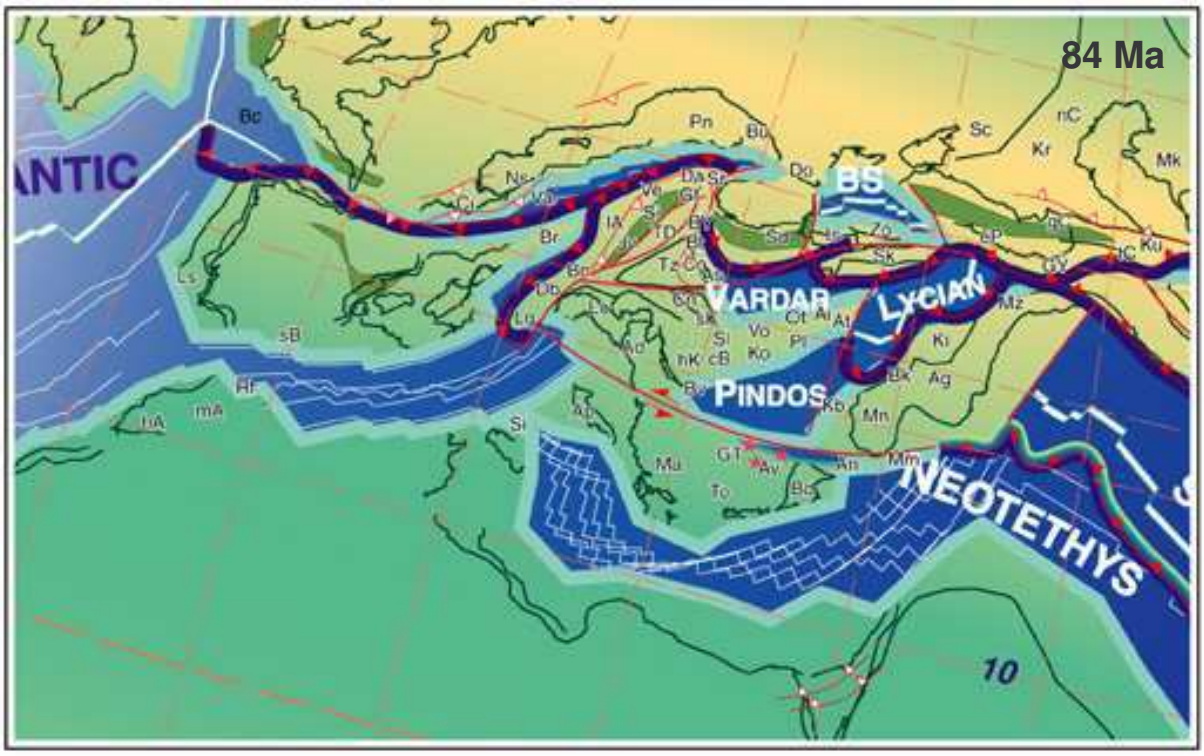

CENTRAL-ATLANTIC
ALP-TETHYS
IZANCA
VARDAR
PINDOS
NEOTETHYS
NEOTETHYS
ARGO
Aptian (M0)

Figure 6


84 Ma
BS
VARDAR
LYCIAN
PINDOS
NEOTETHYS
10

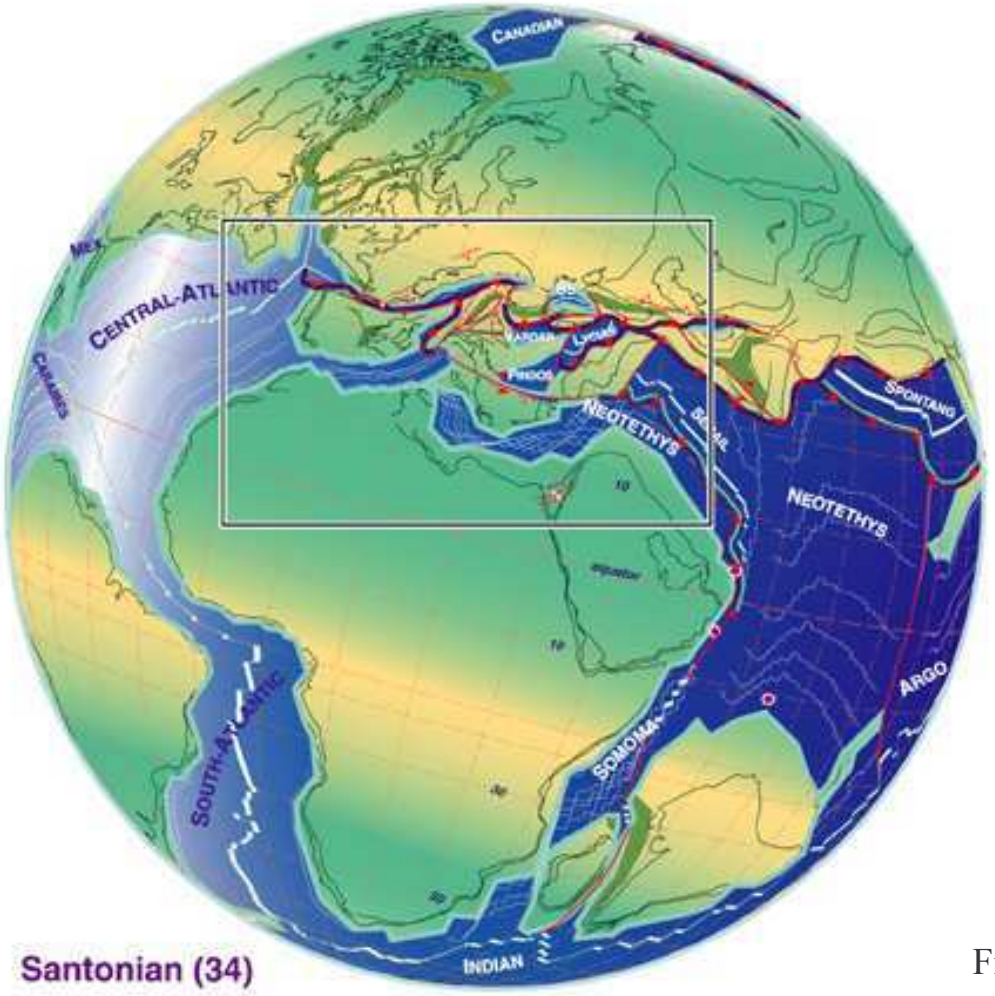

CANADIAN
CENTRAL-ATLANTIC
VARDAR
Lycian
PINDOS
NEOTETHYS
SPONTANG
NEOTETHYS
ARGO
SOUTH-ATLANTIC
INDIAN
Santonian (34)

Figure 7

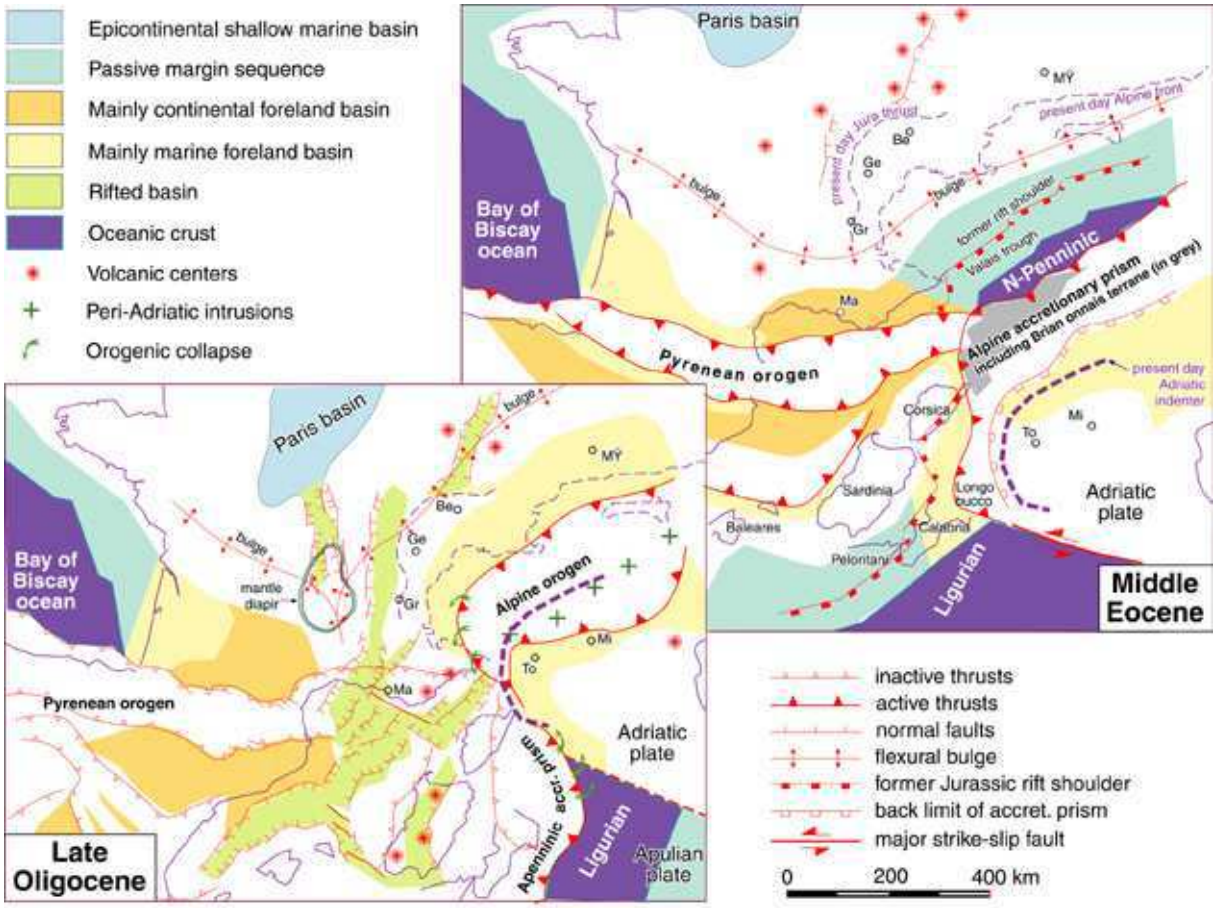

Epicontinental shallow marine basin
Passive margin sequence
Mainly continental foreland basin
Mainly marine foreland basin
Rifted basin
Oceanic crust
Volcanic centers
Peri-Adriatic intrusions
Orogenic collapse
Paris basin
Bay of Biscay ocean
present day Jura thrust
present day Alpine front
bulge
former rift shoulder
Valais trough
N-Penninic
Alpine accretionary prism including Brian onnais terrane (in grey)
Pyrenean orogen
present day Adriatic indenter
Corsica
Sardinia
Baleares
Calabria
Pelontaru
Adriatic plate
Ligurian
Middle Eocene
MY
Be
Ge
Gr
Ma
Mi
To
mantle diapir
Alpine orogen
accr. prism
Apenninic
Apulian plate
Late Oligocene
inactive thrusts
active thrusts
normal faults
flexural bulge
former Jurassic rift shoulder
back limit of accret. prism
major strike-slip fault
0
200
400 km

Figure 8

Annexe B

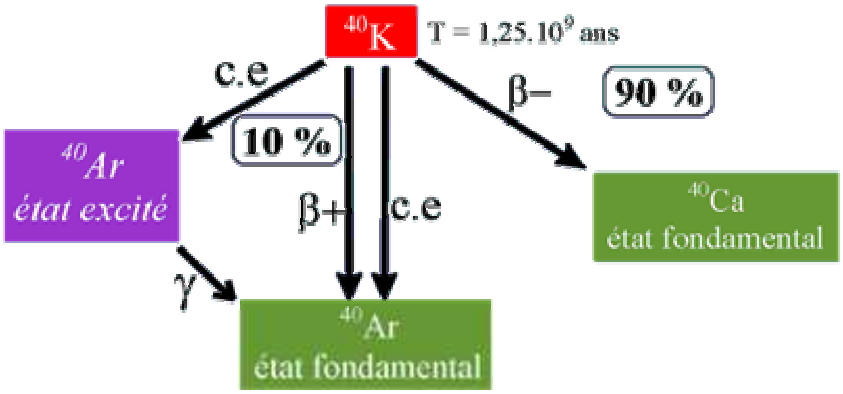
Méthode de datation

La datation par la méthode K-Ar

1. Principe de base

Cette méthode est basée sur la désintégration du potassium 40 (solide) en argon 40 (gaz) et en calcium 40. Le potassium est constitué de 3 isotopes, ^{39}K, ^{40}K et ^{41}K dont seul le potassium 40 est radioactif. La désintégration du ^{40}K n'est pas simple, elle suit plusieurs voies qui sont schématisées dans la figure suivante :

- une voie mène au ^{40}Ca par désintégration ß (et représente plus de 88% de la désintégration du ^{40}K).
- une autre voie, elle-même complexe mène au ^{40}Ar, essentiellement par capture électronique (c.e).



Il faut tenir compte de ces deux voies de désintégration dans les formules de calcul du temps, en utilisant leurs constantes de désintégration λ. Les valeurs recommandées par la commission de spécialistes réunis en 1976 (Subcommission for Geochronology of the IUGS) ont été publiées par R.H. Steiger et E. Jäger en 1977.

Constantes de désintégration :

$^{40}K \rightarrow {}^{40}Ar : \lambda\beta = 0{,}581.10^{-10}$ an^{-1}

$^{40}K \rightarrow {}^{40}Ca : \lambda\varepsilon = 4{,}962.10^{-10}$ an^{-1}

$$\lambda_{total} = \lambda\beta + \lambda\varepsilon = \mathbf{5{,}543.10^{-10}\ an^{-1}}$$

Abondances isotopiques du potassium et de l'argon dans la nature :

	(%)		(% atm.)
^{39}K	93.2581	^{36}Ar	0.337
^{40}K	0.01167	^{38}Ar	0.063
^{41}K	6.7302	^{40}Ar	99.600

$$\left[\frac{40Ar}{36Ar}\right]_{atm} = 295.5$$

2. Equation de l'âge

a) <u>Loi de la radioactivité</u>

A chaque intervalle de temps dt, dN radionucléides décroient selon une loi logarithmique :

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N$$

où N est le nombre d'atomes du nucléide radioactif, λ est la constante radioactive et $\frac{dN}{dt}$ est le taux instantané de transformation.

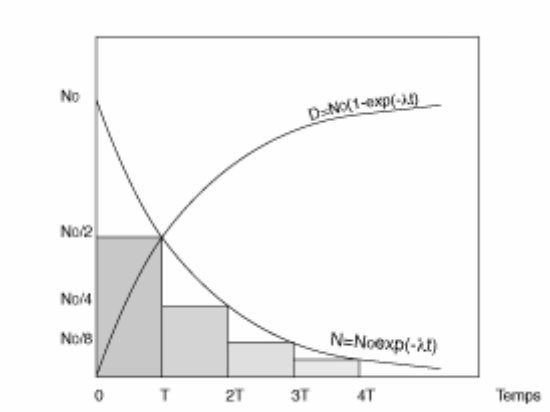
Cette équation peut être transformée en :

$Nt = No.e^{-\lambda t}$ d'où l'age : $t = \frac{1}{\lambda}\ln\frac{No}{Nt}$

No est le nombre d'atomes à l'instant initial t = 0, Nt est le nombre d'atomes subsistant au temps t

Dans cette équation subsistent deux inconnues, t et No. Il faut alors considérer l'accumulation des nucléides fils produits D à tout moment :

$No = N + D$ d'où $t = \frac{1}{\lambda}\ln\left[1+\frac{D}{N}\right]$



La période T, ou demi-vie, est la durée au bout de laquelle la population initiale No a diminué de moitié :

$$T = \frac{\ln 2}{\lambda}$$

b) Equation de l'âge appliquée au chronomètre K-Ar

Soit l'équation : $t = \frac{1}{\lambda} \ln\left[1 + \frac{D}{N}\right]$

Où $D = {}^{40}Ar^{*} + {}^{40}Ca^{*} = {}^{40}K.(e^{\lambda t} - 1)$ et ${}^{40}Ca^{*} = {}^{40}Ar^{*}.\ \frac{\lambda\beta}{\lambda\varepsilon}$

En substituant, on a :

$$t = \frac{1}{\lambda\beta + \lambda\varepsilon}.\ln\left[1 + \frac{40Ar^{*}}{40K}.\frac{\lambda\beta + \lambda\varepsilon}{\lambda\varepsilon}\right] \quad \text{avec } T = \frac{\ln 2}{\lambda\beta + \lambda\varepsilon} = 1{,}25.10^{9} \text{ ans}$$

La **période T de désintégration du potassium** est $1{,}25.10^{9}$ ans, soit ~ **1,3 milliards d'années**.

La relative abondance du potassium dans la plupart des roches de la croûte terrestre et la très valeur de la période de désintégration du couple K/Ar en font un chronomètre isotopique très couramment utilisé. Il permet de dater des roches très anciennes. Mais cette méthode a été adaptée suivant la technique Cassignol-Gillot pour pouvoir dater des roches très jeunes ou très contaminées (Gillot et Cornette, 1986).

3. La technique Cassignol-Gillot

a) Principe

Selon la technique de mesure conventionnelle, le potassium et l'argon sont dosés séparément, le potassium comme élément solide par voie chimique, l'argon en tant que gaz, par spectrométrie de masse.

b) Sélection et préparation des échantillons

C'est la partie du travail la plus longue et la plus fastidieuse, mais elle est nécessaire. La méthode s'applique à des roches saines. Il est donc impératif de procéder à une sélection rigoureuse des échantillons à analyser. Cette sélection s'effectue sur le terrain durant l'échantillonnage, et au laboratoire, en choisissant les phases minérales adaptées au chronomètre K/Ar et dont le réseau cristallin sera capable de retenir l'argon. De plus, le matériel à dater doit être homogène.

Les roches volcaniques sont généralement composées d'une mésostase vitreuse et/ou microcristalline, et de phénocristaux. La mésostase des roches volcaniques est la phase qui a cristallisé en dernier lors de la mise en place de la coulée. Ceci implique un équilibre atmosphérique de l'argon ainsi qu'une teneur plus importante en potassium. En effet, le potassium étant un élément à fort rayon ionique et donc incompatible, il ne peut s'engager dans un minéral dont le structure cristallographique est trop compacte. Il reste alors préférentiellement concentré dans le liquide résiduel. Dans une roche, la dernière phase à cristalliser contient donc le potassium restant. La mésostase est donc la phase la plus favorable pour effectuer les analyses, car elle correspond au refroidissement de la coulée, et donne donc l'âge de l'éruption. Les phénocristaux, quant à eux, ayant cristallisé dans la chambre magmatique, donneront un âge plus vieux que l'âge d'éruption, il est donc préférable de les écarter. Ceci se fera lors du tri mécanique par taille (tamisage).

Malheureusement, la pâte est la phase qui subit la première l'altération. C'est souvent le cas notamment dans les roches volcaniques provenant de Toscane où elles subissent l'activité géothermique (p.ex. à Amiata et Tolfa). Les biotites, riches en potassium, sont également sensibles à l'altération de part leur structure cristalline en feuillets. Il faut alors chercher une autre phase potassique saine. Dans cette étude, ce sont les feldspaths qui ont été choisi, et

quand la roche le permettait, l'analyse a été faite à la fois sur le feldspath et sur la pâte vitreuse, ce qui permet de renforcer la validité des âges K-Ar sur un échantillon donné.
Après examen pétrographique de la roche à l'œil nu et au microscope optique, on choisit la phase adaptée à la datation, on repère également la taille de la phase à dater.

Séparation mécanique et lavage

La première étape de la séparation minérale consiste à broyer l'échantillon au broyeur à mâchoire et à tamiser le broyat. La fraction utilisable généralement retenue dans le cas de cette étude est la fraction de 125 à 250 μm. Cette fraction est lavée à l'eau courante puis à l'eau distillée afin d'éliminer les dernières poussières. Si cela s'avère nécessaire, elle est ensuite mélangée à une solution d'acide nitrique diluée à 10 % puis soumise aux ultrasons pendant 15 minutes. Ce traitement permet d'éliminer les éventuelles phases d'altération (carbonates, sulfures) et les produits d'origine hydrothermale (zéolites, sels contenant du chlore, un isobare de l'argon). La fraction est de nouveau rincée à l'eau distillée afin d'éliminer l'acide nitrique, puis à l'éthanol absolu et enfin à l'acétone qui facilitera le séchage. Enfin, l'échantillon est placé dans une étuve à 50°C jusqu'à séchage complet.
Après ce premier tri, une observation à la loupe binoculaire permet d'identifier les phases restantes (phénocristaux, mésostase, verre, opaques). Ainsi, le tri suivant pourra être choisit en fonction du matériel obtenu.

Séparation chimique par densité et tri magnétique

Connaissant la densité de la phase qui nous intéresse, par exemple le feldspath potassique (FK), qui a une densité comprise entre 2.53 et 2.57, on peut séparer cette phase grâce à une liqueur dense de densité connue. J'ai utilisé le bromoforme qui a une densité d'environ 2.85. L'éthanol permet de baisser la densité de la liqueur jusqu'à la densité désirée (p. ex., dans le cas du FK, on abaisse la densité de la liqueur jusque 2.57, on récupère alors les phases dont la densité est supérieure à 2.57, puis on dilue à nouveau le bromoforme avec l'alcool jusqu'à 2.53 afin de récupérer la fraction désirée).
La fraction récupérée est soigneusement rincée à l'éthanol pour éliminer toute trace de bromoforme, puis à l'eau distillée, et est séchée en étuve.

Enfin, une dernière observation à la loupe binoculaire permet de juger si la fraction est homogène et prête pour être datée. S'il y a par exemple, des grains de feldspaths comprenant des inclusions de biotites ou d'opaques, on peut s'en débarrasser à l'aide d'un aimant ou du Franz (séparateur magnétique).

c) <u>La mesure du potassium par spectrométrie de flamme</u> (Spectromètre Varian AA-2000)

Le potassium 40, radioactif, représente aujourd'hui 0.01167% du potassium naturel. Le dosage du potassium naturel dans la phase à dater permet donc de déduire sa teneur actuelle en potassium 40 par gramme d'échantillon; c'est la valeur de N que nous reporterons dans l'équation d'âge. Ainsi, l'incertitude analytique sur ce dosage du potassium est directement reportée sur la valeur d'âge calculée. Il faut donc effectuer le dosage du potassium avec la plus grande précision, particulièrement pour les échantillons d'âge élevé (> 1 Ma), quand la quantité d'argon accumulé est telle que son dosage devient de plus en plus précis.

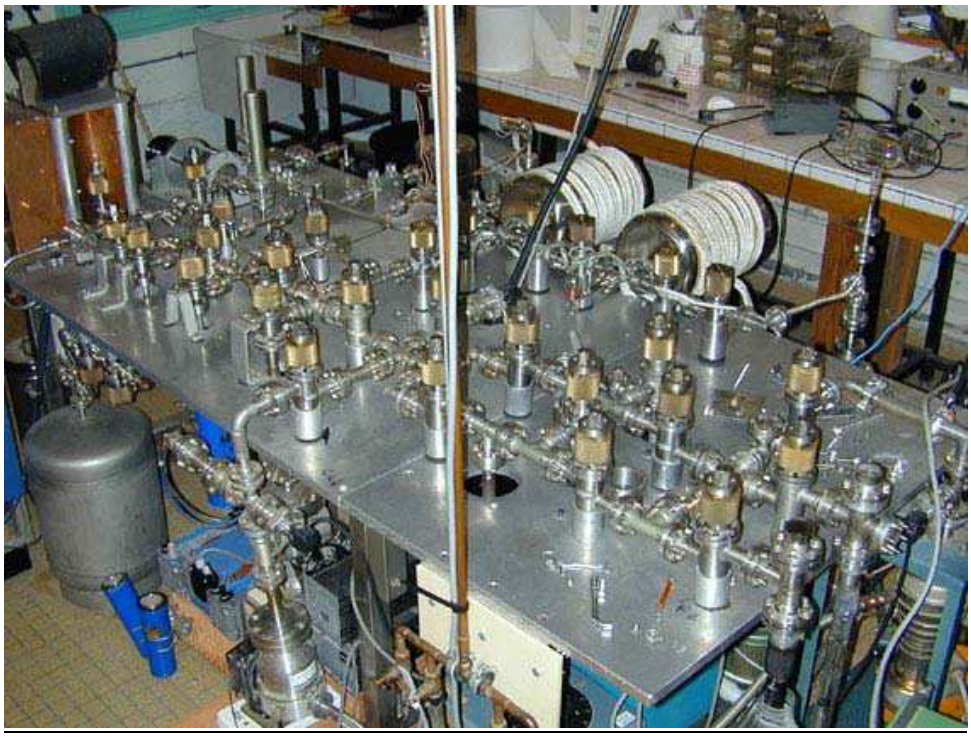
La technique de mesure la plus couramment appliquée est la spectrométrie de flamme. En effet, le potassium, élément alcalin aisément excitable, est facilement dosé selon cette technique qui consiste à mesurer l'émission photonique caractéristique de l'élément potassium (766,5 nm), sélectionnée par un monochromateur et amplifiée par un photomultiplicateur.

Les échantillons sont d'abord pesés à l'aide d'une balance de précision, la masse désirée dépendant du pourcentage de K attendu et du volume de dilution. La fraction aliquote de notre phase à doser (minéral ou mésostase) subit une attaque acide ($HF+ HNO_3+HClO_4$) ; une mise en solution et enfin une dilution afin de rentrer dans les limites de détections de l'appareil. La solution ainsi obtenue est injectée dans la flamme du spectrophotomètre.

Un blanc d'attaque et des échantillons standard (ISH-G et GLO) sont préparés. Le blanc d'attaque permet de détecter d'éventuelles traces de contamination au cours de l'attaque ou pendant l'analyse. Les standards, analysés dans les mêmes conditions, renforcent la validité des analyses. En parallèle, une solution mère est préparée afin d'effectuer une courbe d'étalonnage.

Cette technique de mesure est capable de détecter des concentrations très faibles, jusqu'à la fraction de ppm. La gamme de mesure est typiquement de 1 à 3 ppm, aussi, la prise d'attaque et le taux de dilution du résidu obtenu seront adaptés à cette sensibilité. Cette technique permet de doser la teneur en potassium avec une précision de l'ordre de 1%, quelque soit la concentration de notre minéral en K, qui peut varier de 0,1 % (1000 ppm) à 15 %.

d) La mesure de l'argon



Afin d'analyser le taux d'argon piégé dans l'échantillon, il faut tout d'abord libérer les gaz contenus dans celui-ci, puis isoler l'argon des autres gaz.

Extraction

L'argon 40 accumulé par la désintégration du potassium 40 est extrait du minéral par fusion sous vide à l'aide d'un four haute fréquence. Pour cela, une fraction aliquote du minéral est placée dans un creuset à l'intérieur d'une enceinte sous vide qui est placée au cœur d'un solénoïde parcouru par un courant haute fréquence ; celui-ci induit un courant dans la structure métallique du creuset ; la polarité du courant alternant à haute fréquence, elle crée de fait une agitation électronique et donc un échauffement de la masse métallique du creuset qui, par rayonnement, transmet sa chaleur à l'échantillon. On peut ainsi atteindre des températures de près de 2000° C. La plupart des minéraux fondent entre 800 et 1200°C laissant échapper les gaz qu'ils contiennent : H_2O, hydrocarbures ou CO_2 pour l'essentiel, plus l'argon qui nous intéresse, largement dilué.

Purification

Il convient donc de séparer l'argon des autres gaz. En tant que gaz noble, l'argon est chimiquement inerte. On va donc le purifier en provoquant la réaction chimique des autres gaz et leur combinaison avec un métal chauffé au rouge ; on utilise le titane, très réactif et dont les composés sont stables en température. Grâce à cette réaction, l'argon et les autres gaz rares sont isolés. Le plus abondant après l'argon est l'hélium, dont la température de condensation est très inférieure à celle de l'azote liquide. En condensant notre gaz purifié à la température de l'azote liquide, on pourra ainsi éliminer l'hélium par pompage. Les autres gaz rares (néon, krypton) sont en quantité si faible qu'ils n'ont aucune influence sur l'analyse, d'autant que leur inertie chimique n'affecte en rien les conditions de fonctionnement de l'appareil.

Analyse isotopique

L'argon purifié est introduit dans le spectromètre de masse. Cette mesure est aisée pour les échantillons d'âge élevé qui ont accumulé une quantité d'argon importante, tout l'argon mesuré étant de nature radiogénique et les contaminations par l'argon atmosphérique négligeables. Pour les échantillons d'âges plus jeunes, la quantité d'argon accumulée est moindre; plus encore s'ils sont pauvres en potassium. Dans ce cas, la part de la contamination devient prépondérante. Cette contamination correspond à l'argon atmosphérique occlus dans le minéral lors de sa formation, adsorbé à sa surface ou intégré dans les zones d'altération, ajouté lors de sa préparation (broyage, lavage) ou par les différents matériaux chauffés au cours de la procédure expérimentale d'analyse (verrerie pyrex ou quartz, creuset en molybdène utilisé pour l'extraction, mousse de titane portée au rouge pour la purification etc…). Nous voyons donc ici apparaître le paradoxe de la datation vers les âges récents: plus l'échantillon sera jeune, plus la quantité d'argon radiogénique accumulée sera faible et donc d'autant plus dilué dans la quantité d'argon de contamination.

Bien entendu le premier souci de l'analyste - et c'est une part importante du progrès effectué vers les âges très récents - sera d'abaisser le blanc d'analyse et la contamination apportée par la procédure expérimentale. Sa préoccupation constante sera aussi de s'adresser à des minéraux frais et sains, dont l'état de surface et les golfes de corrosion ne favoriseront pas l'adsorption d'argon atmosphérique car cette contamination provient de l'argon présent dans l'atmosphère. On l'a dit plus haut,

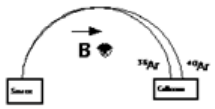
l'argon, parce qu'il procède de la radioactivité du potassium 40, n'est plus un gaz rare : il est en abondance le troisième constituant de l'air que nous respirons. Libéré en profondeur au cours des transformations minérales (fusion, métamorphisme…), il migre vers la surface et est libéré dans l'atmosphère où il s'accumule. C'est pour cette raison que l'argon 40 est aujourd'hui l'isotope le plus abondant de l'argon : il est 296 fois plus abondant que l'argon 36, l'isotope initialement le plus abondant et qui ne profite d'aucune réaction radioactive sensible.

Le rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ dans l'atmosphère étant déterminé à 296 (Nier, 1952), il va être possible de corriger de la contamination atmosphérique. Pour cela, on effectue la mesure isotopique de l'argon extrait de l'échantillon : 40, 36 et 38. Les isotopes 36 et 38 sont issus des processus nucléosynthétiques avant l'individualisation de notre système solaire et la condensation des planètes, ils sont donc essentiellement atmosphériques. On peut donc utiliser la mesure de ces isotopes pour corriger de la contamination : en multipliant la valeur du 36 mesuré (ou du 38) par le rapport de cet isotope à l'argon 40 dans l'air (40/36 = 296 ; 40/38 = 1535) on peut déduire la quantité d'^{40}Ar liée à la contamination atmosphérique dans l'échantillon. Par simple soustraction à la valeur de l'^{40}Ar total mesuré, on obtient la quantité d'^{40}Ar radiogénique ($^{40}Ar^*$) :

$$\mathbf{^{40}Ar_{total} = {}^{40}Ar^* + {}^{40}Ar_{atm}}$$

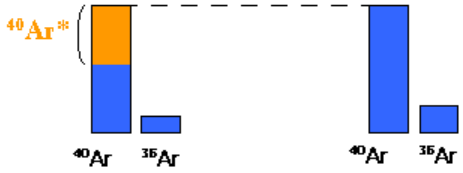
Cette mesure se fait grâce à l'isotope 36 car il est 5 fois plus abondant que le 38 et sa mesure est donc plus aisée et plus précise ; notez que dans cette procédure de correction, on amplifie l'incertitude de la mesure analytique du 36 par le facteur 296 de la multiplication, incertitude que l'on reporte sur le dosage de l'argon radiogénique.

Une dose calibrée doit être mesurée afin de convertir le signal de l'échantillon en nombre d'atomes. Le signal d'^{40}Ar de l'échantillon est alors comparé à un signal équivalent d'une ou plusieurs doses de calibration dont on connaît le nombre d'$^{40}Ar^*$.

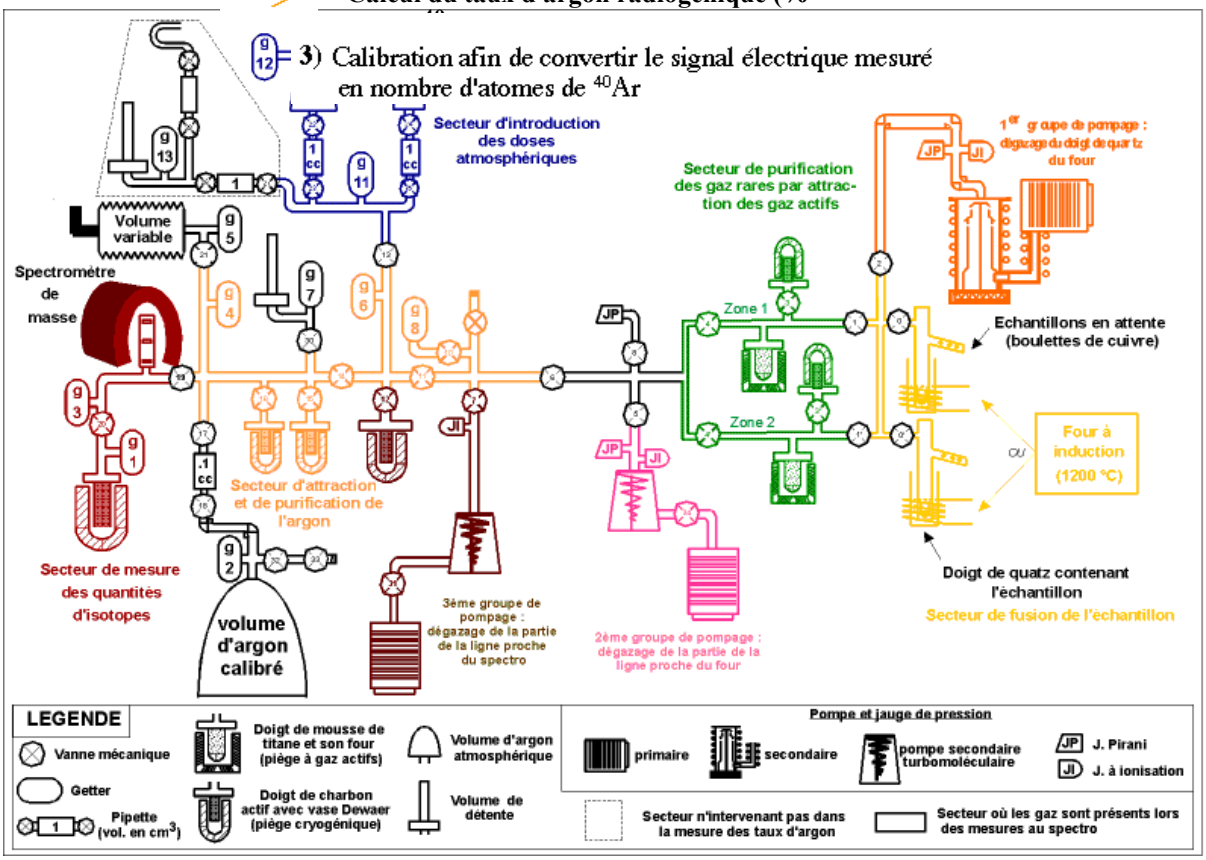


1) Echantillon à dater

2) Argon atmosphérique mesuré dans les mêmes conditions de pression que l'échantillon



⇒ **Calcul du taux d'argon radiogénique (%**



Pour une description complète:

C. Cassignol and P.-Y. Gillot, Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: Experimental groundwork and applications, 159-179 pp., John Wiley, New York, 1982.

P.-Y. Gillot and Y. Cornette, The Cassignol technique for potassium-argon dating, precision and accuracy: examples from late Pleistocene to recent volcanics from southern Italy, Chemical Geology 59, 205-222, 1986.

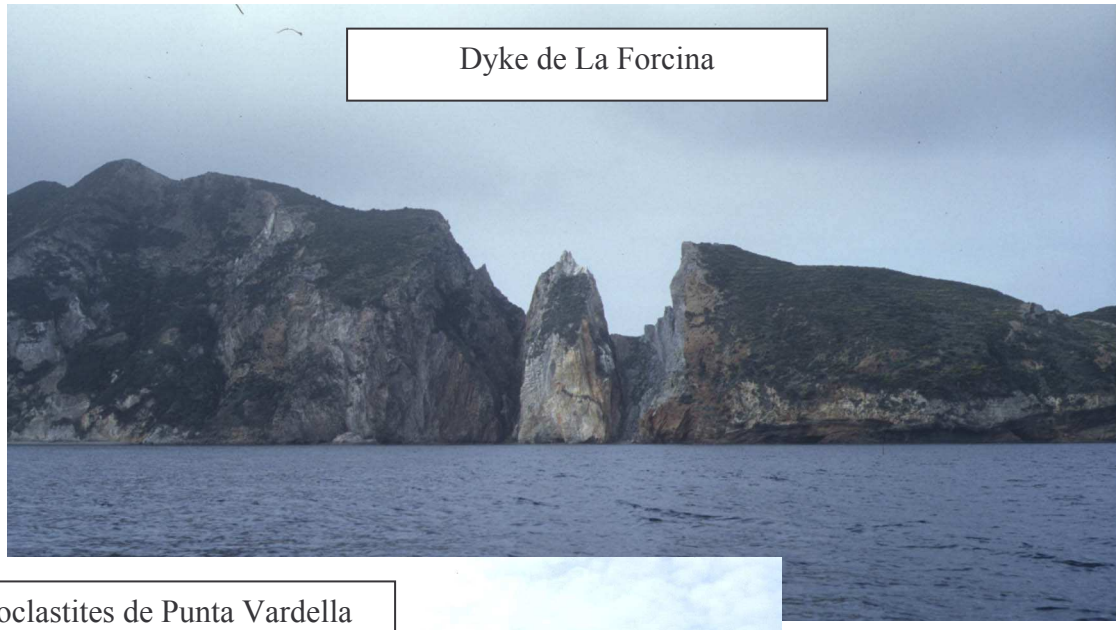
Annexe C

Planches Photos

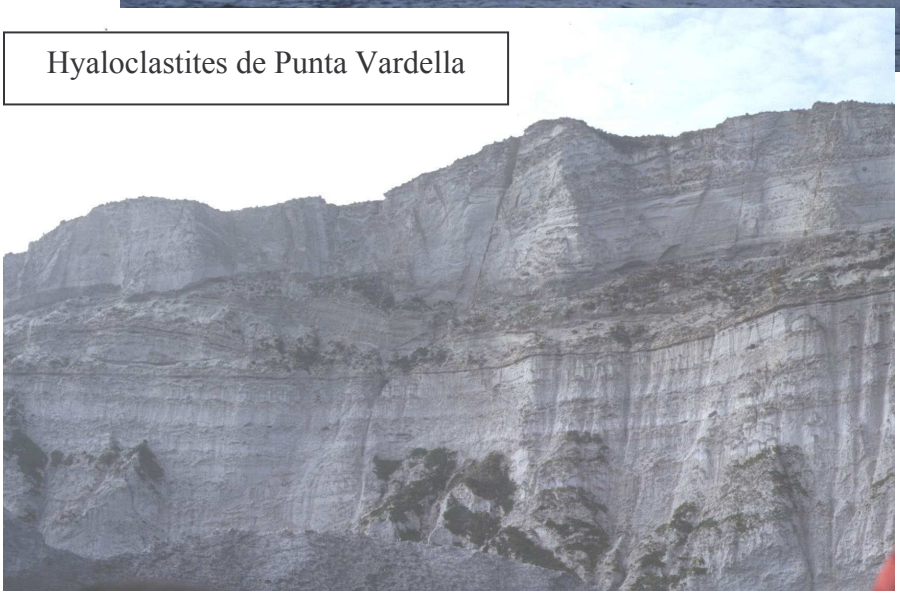
ILE DE PALMAROLA

Dôme rhyolitique de Monte Tramontana

Dyke de La Forcina

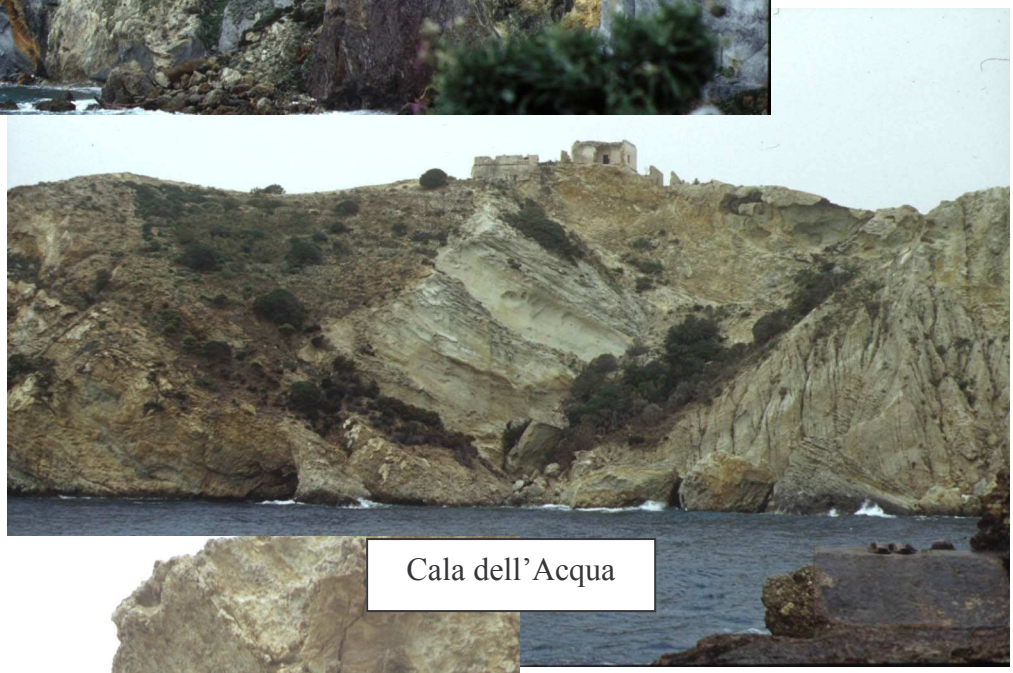


Hyaloclastites de Punta Vardella



ILE DE PONZA

Cala d'Inferno



Cala dell'Acqua

Spiaggia di Frontone

Capo Bianco

Photos de lames minces des roches de PONZA

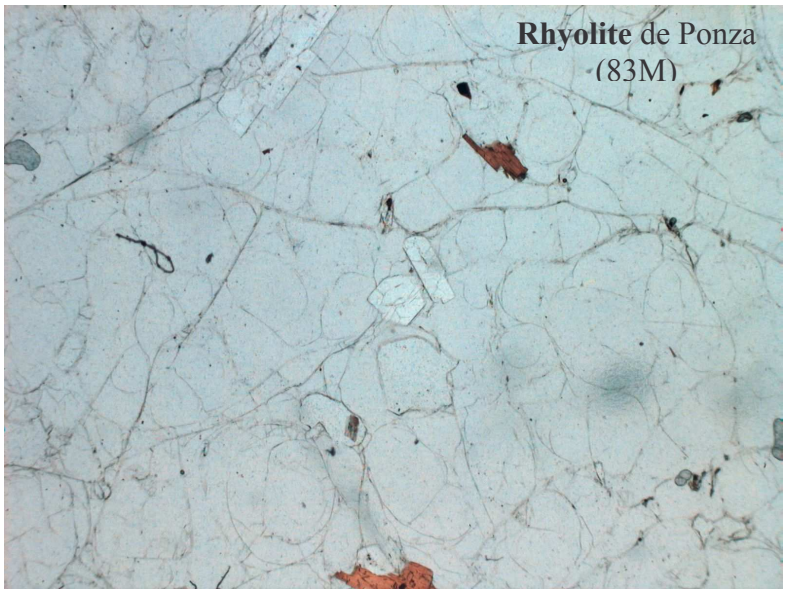


Photo 1 : Quelques phénocristaux de feldspaths (plagioclase et sanidine) et de biotites baignant dans une mésostase vitreuse perlitique.

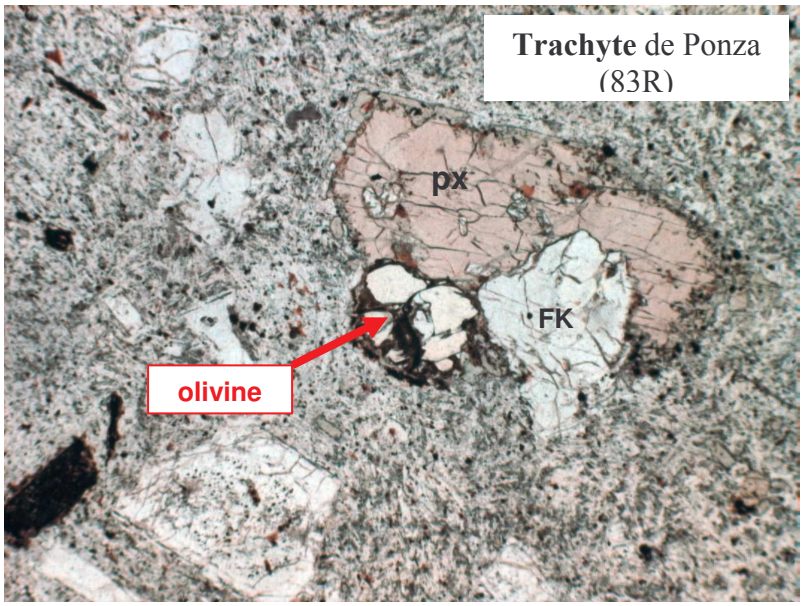


Photo 2 : Phénocristaux de pyroxènes et feldspaths dans une pâte microcristalline. Ce cliché montre également une olivine arrondie (minéral très réfringent) associée au pyroxène et au feldspath potassique.

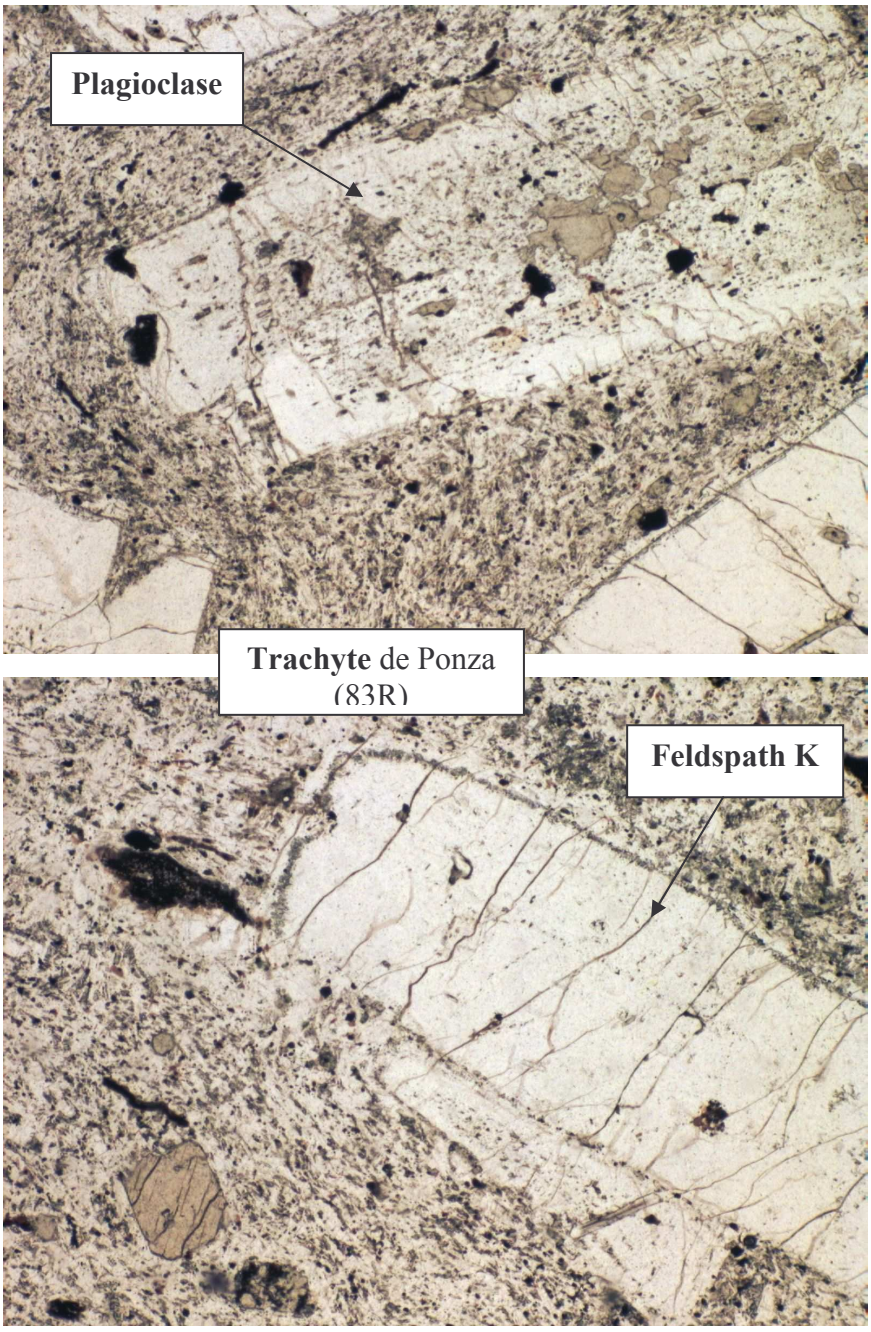
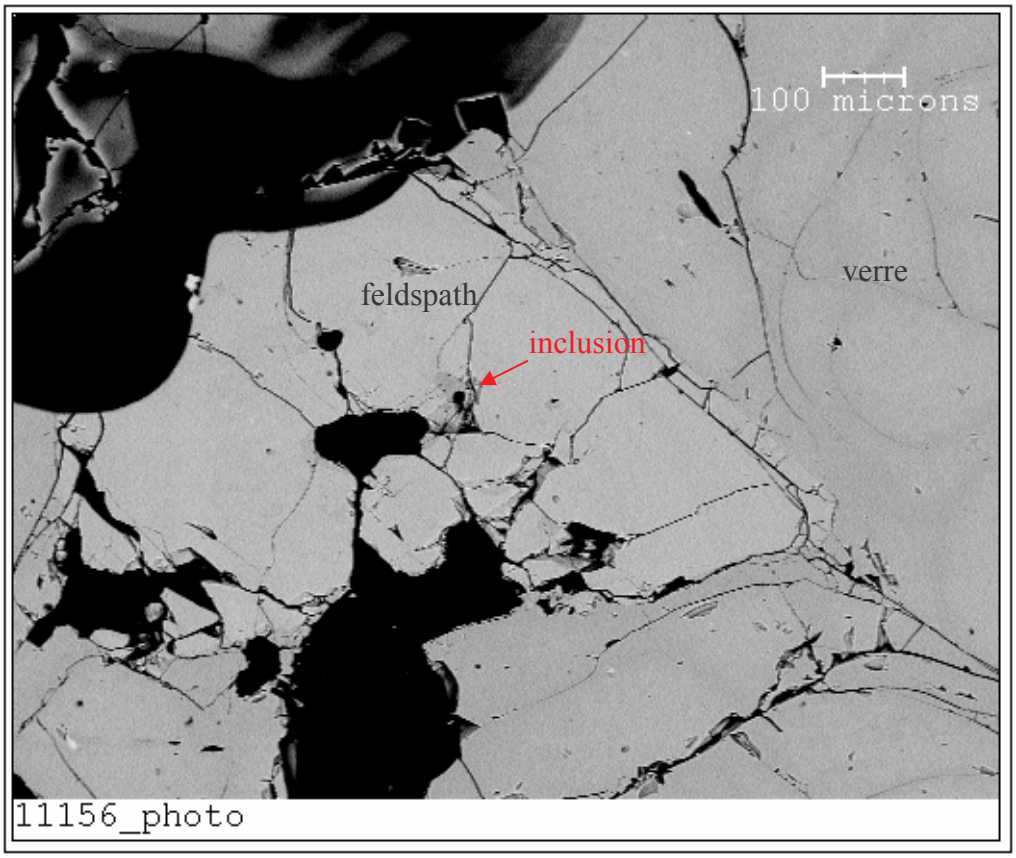
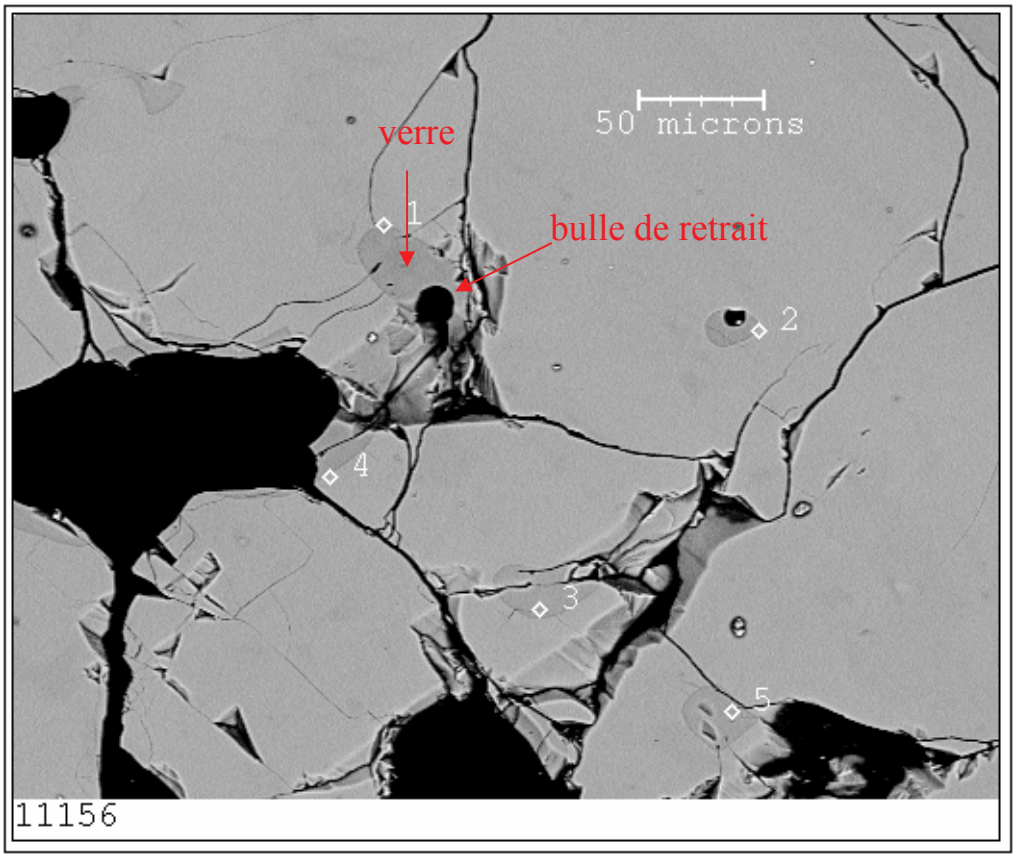


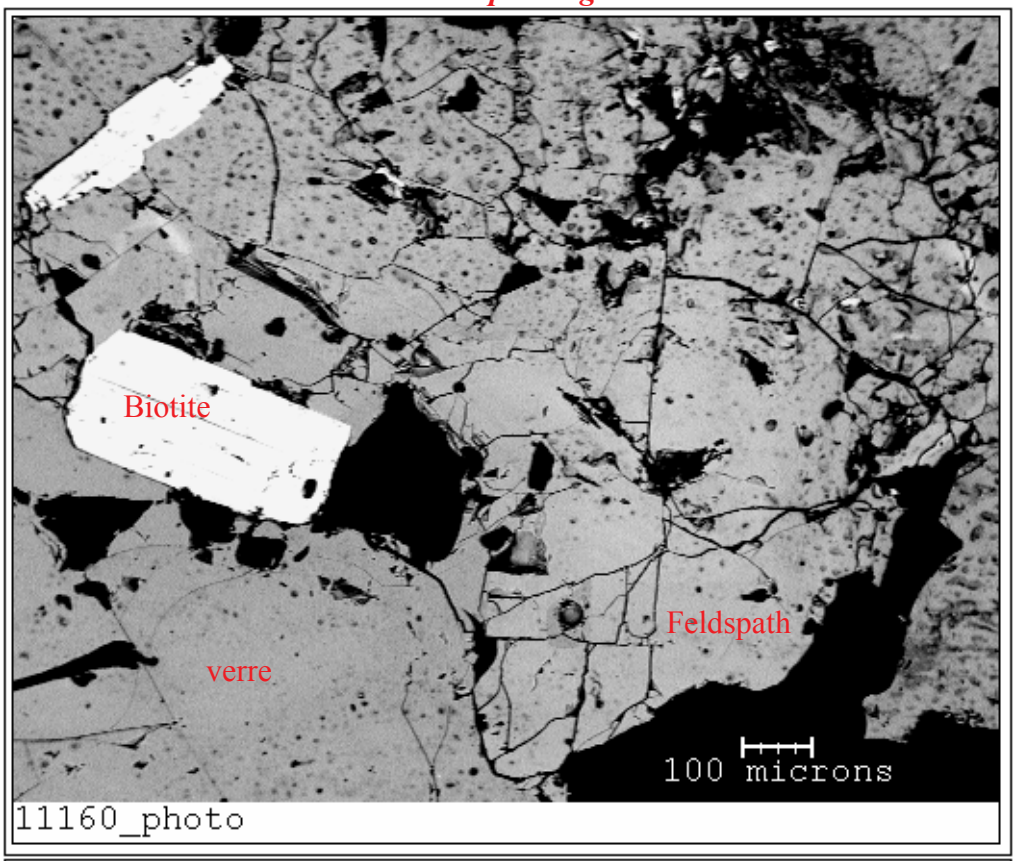
Photo 3 : Les deux types de feldspaths trouvés dans le trachyte de Monte Guardia.

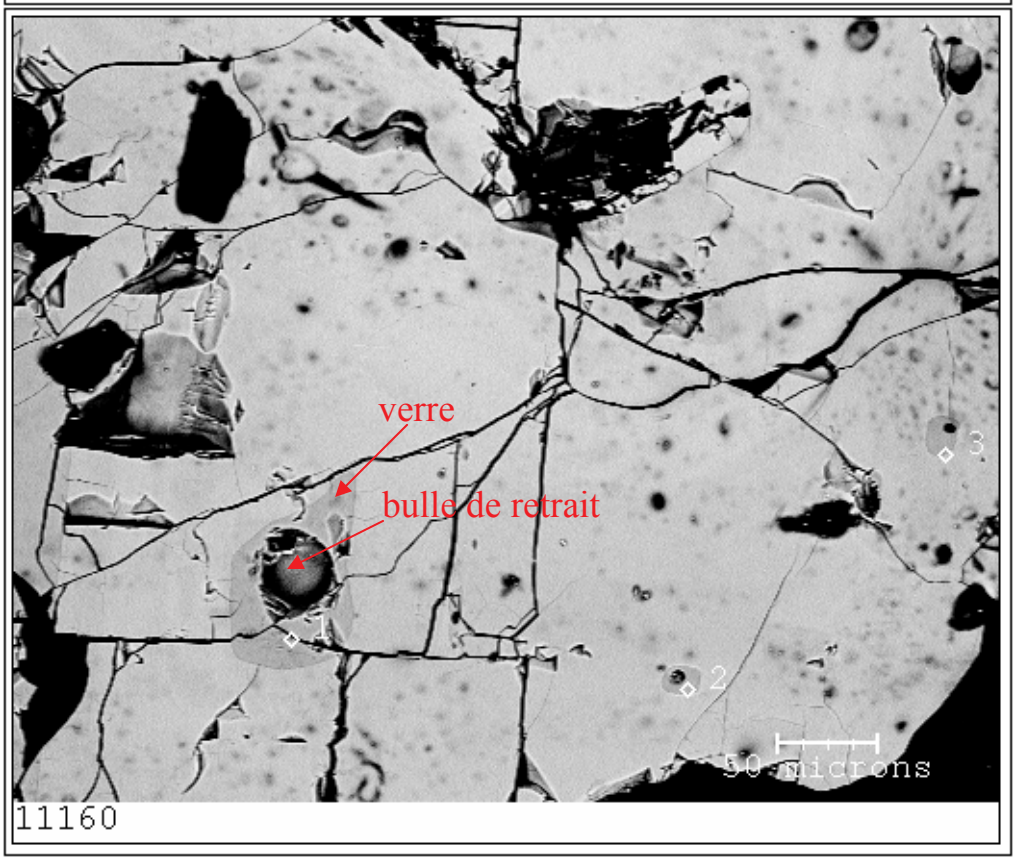
Photos des inclusions vitreuses (analysées au MEB) dans les feldspaths des rhyolites de PONZA



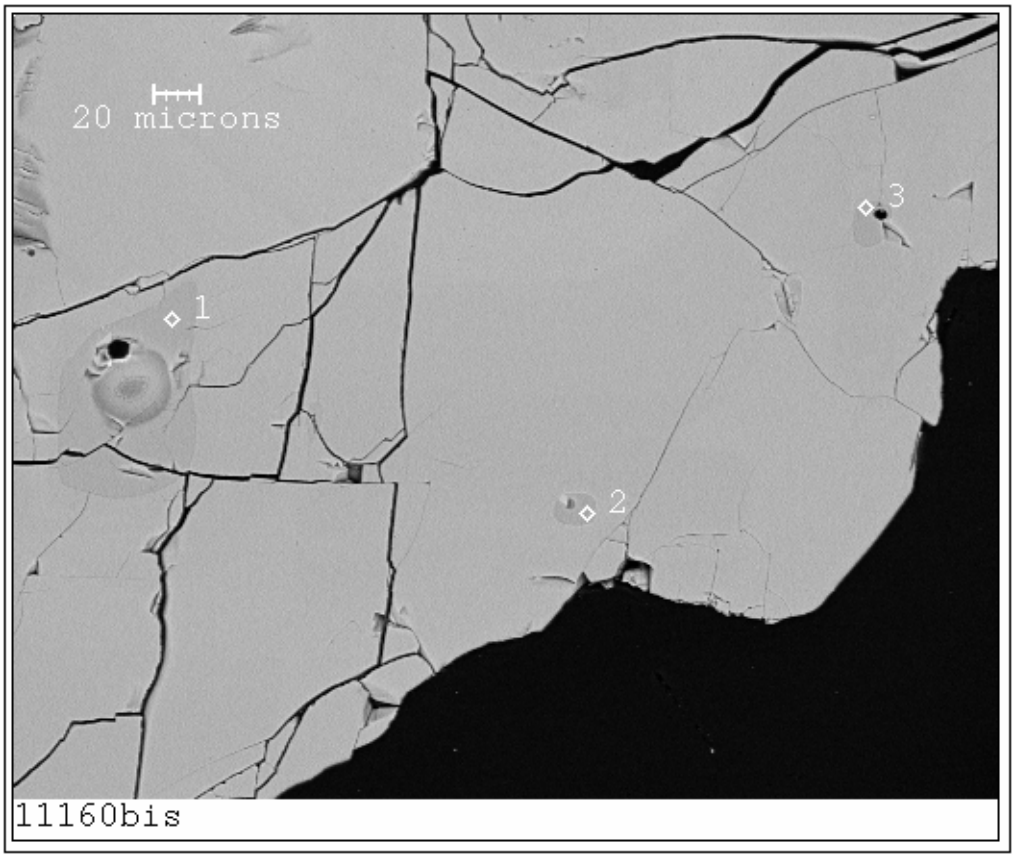


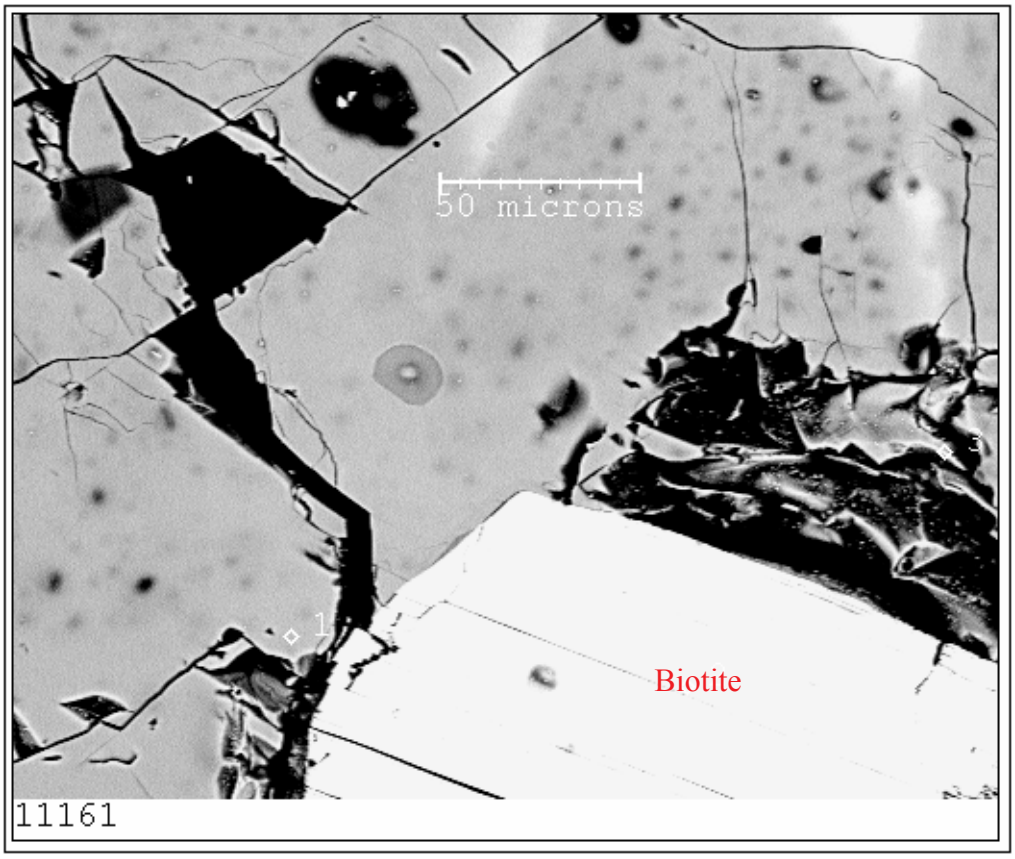
Avant polissage



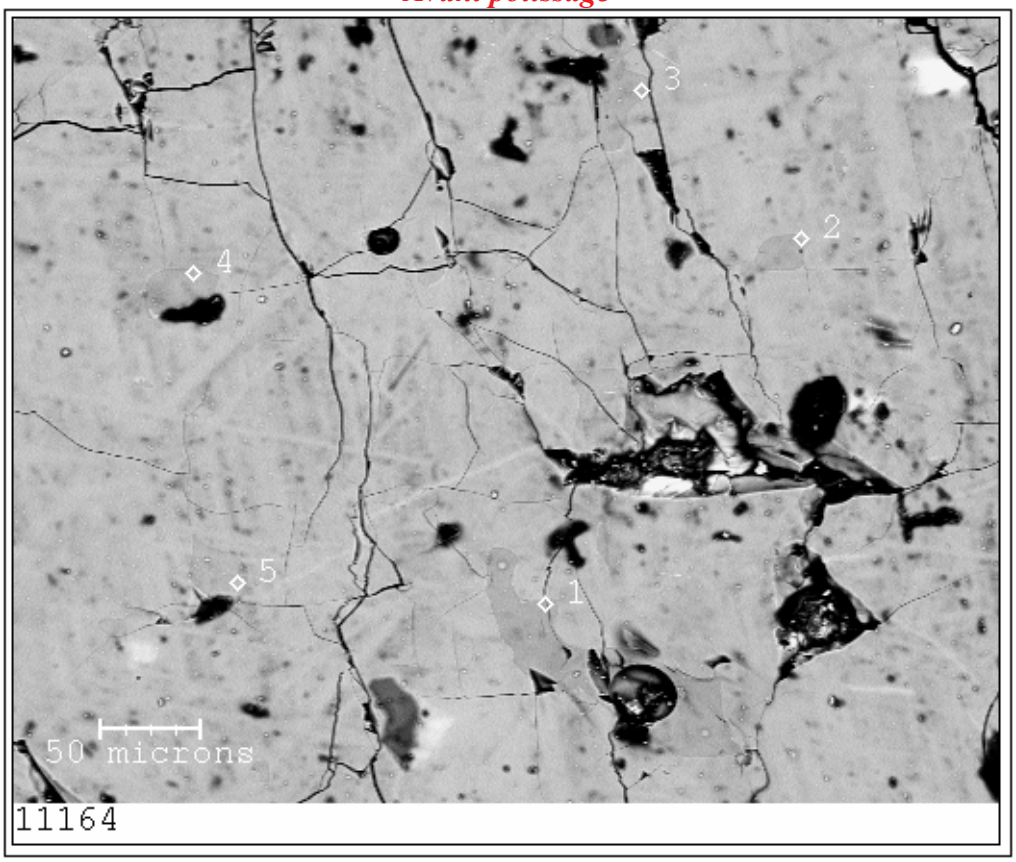


Après polissage

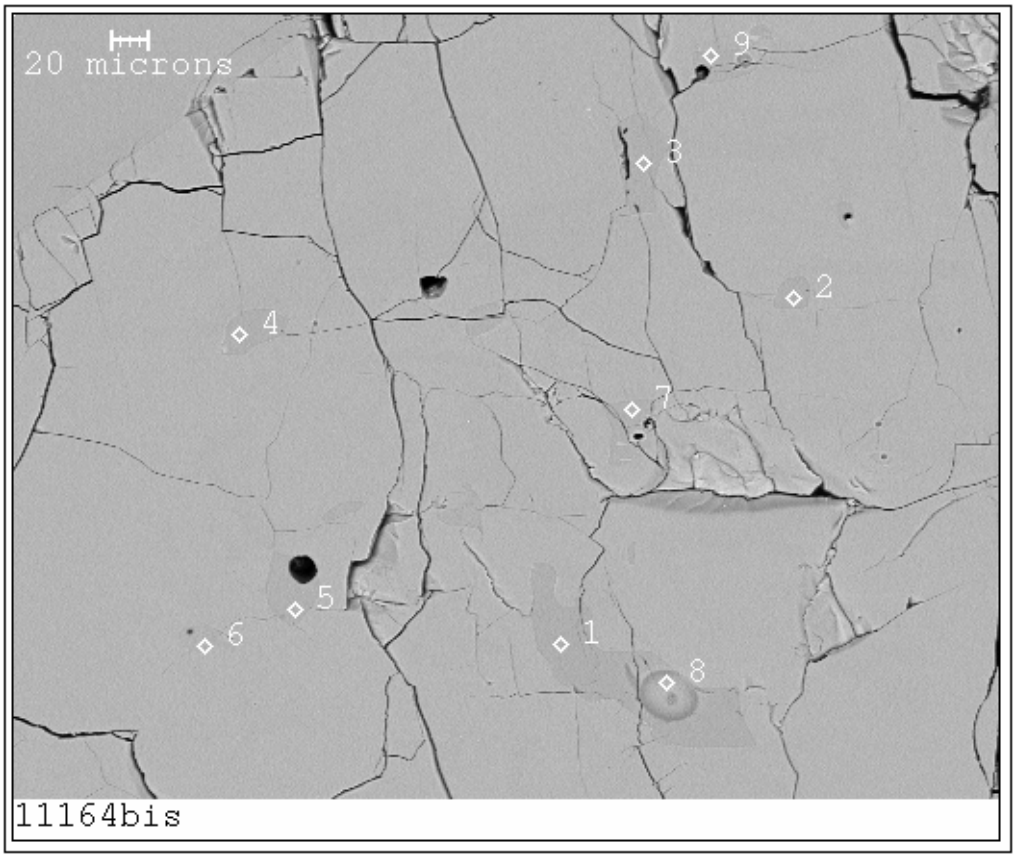




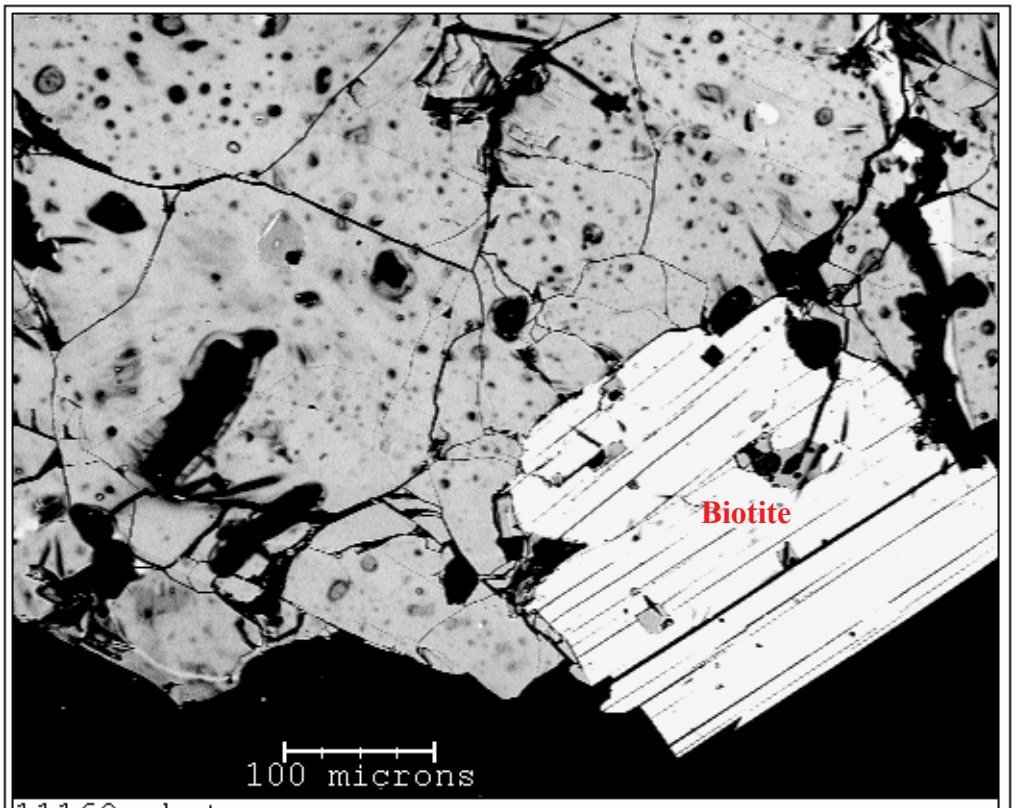
Avant polissage



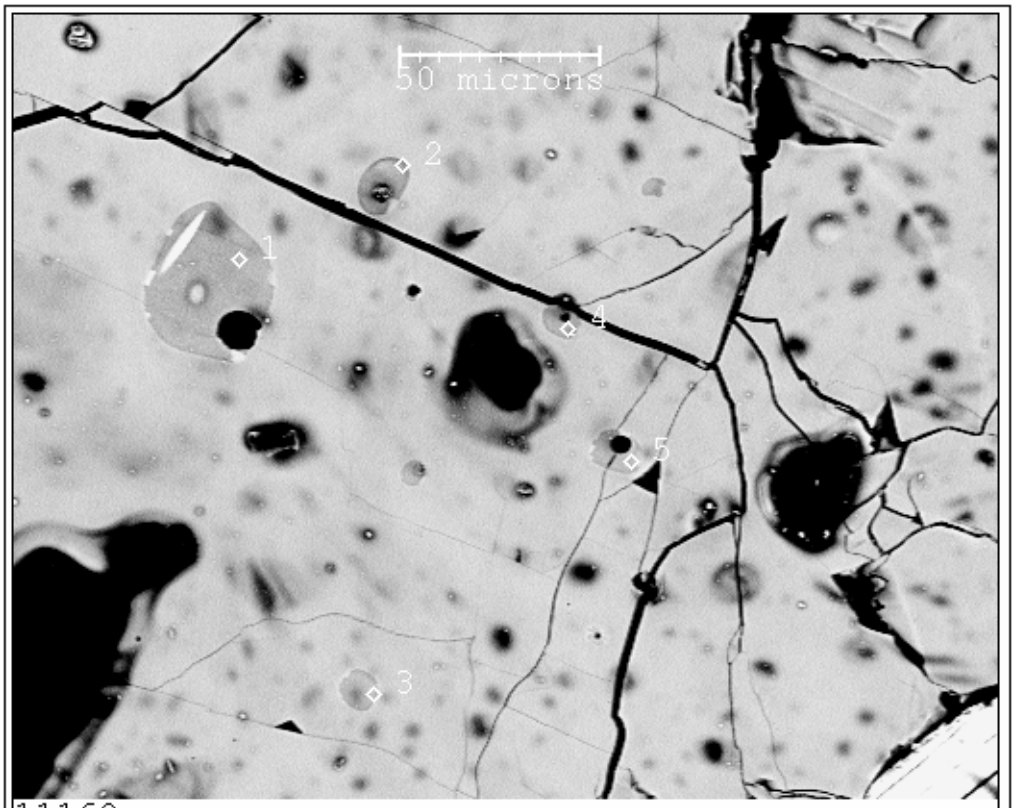
Après polissage



Avant polissage

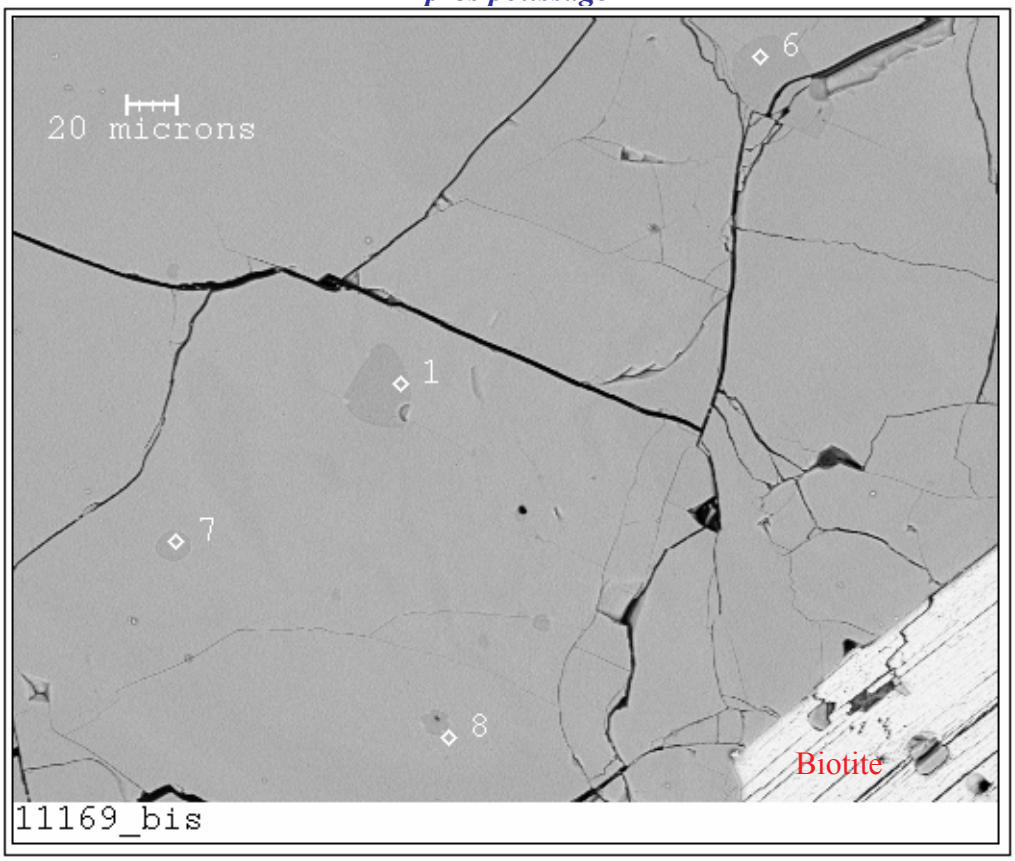


11169_photo



11169

Après polissage



Annexe D

Tableaux d'analyses

Analyses microsonde des minéraux des roches des îles Pontines (Ponza et Palmarola)
Analyses MEB des inclusions vitreuses dans les feldspaths des rhyolites de Ponza

Rhyolite de PONZA (échantillon 83M)

1) Feldspaths alcalins (Na, K)

	DataSet/Point	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	SO2	Cl	F	Total
1 / 1 .	felds1	63.618	-0.223	18.738	0.084	-0.078	-0.003	0.184	2.761	12.577	0.010	-0.050	0.011	-0.317	97.983
2 / 1 .	felds1	63.386	-0.100	19.105	0.092	0.016	0.001	0.214	2.761	12.594	-0.027	0.021	-0.004	-0.113	98.189
	Moyenne (sur 2 analyses)	**63.50**	**-0.16**	**18.92**	**0.09**	**-0.03**	**0.00**	**0.20**	**2.76**	**12.59**	**-0.01**	**-0.01**	**0.00**	**-0.22**	**98.09**

2) Feldspaths calco-sodiques (plagic		SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	SO2	Cl	F	Total
11 / 1 .	felds2	60.035	0.008	24.556	0.067	-0.032	0.001	6.190	7.493	0.909	0.011	0.014	-0.004	-0.304	99.285
12 / 1 .	felds2	60.490	-0.043	24.427	0.170	-0.055	0.008	6.156	7.583	0.927	0.000	-0.023	0.004	0.000	99.765
18 / 1 .	felds3	59.896	0.023	25.111	0.162	0.024	0.000	7.105	7.412	0.821	0.055	-0.004	-0.014	0.070	100.679
19 / 1 .	felds3	59.51	0.043	25.41	0.194	0.006	0.004	7.061	7.220	0.812	-0.025	-0.013	0.008	0.047	100.318
21 / 1 .	felds4	59.75	0.058	25.16	0.218	0.034	-0.002	6.760	7.339	0.736	-0.018	-0.018	-0.005	0.070	100.127
26 / 1 .	felds5	61.41	0.023	23.94	0.155	0.046	0.003	5.828	7.662	0.952	-0.018	-0.005	0.011	0.189	100.209
27 / 1 .	felds5	61.41	0.028	24.39	0.181	-0.046	-0.004	5.700	7.741	1.070	-0.022	0.005	0.005	-0.047	100.527
28 / 1 .	felds6	60.71	-0.007	24.25	-0.036	-0.047	0.017	5.988	7.623	0.989	-0.004	-0.014	0.014	0.118	99.700
29 / 1 .	felds6	60.43	0.012	25.16	0.119	0.035	-0.002	6.695	7.236	0.908	0.048	0.041	0.005	-0.118	100.692
	Moyenne (sur 9 analyses)	**60.40**	**0.02**	**24.71**	**0.14**	**0.00**	**0.00**	**6.39**	**7.48**	**0.90**	**0.00**	**0.00**	**0.00**	**0.00**	**100.14**

Biotites	**riches en Fe et Ti**														
	DataSet/Point	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	SO2	Cl	F	Total
3 / 1 .	Bi1	34.590	4.246	13.932	26.213	0.330	6.998	0.042	0.422	8.947	-0.003	0.067	0.184	-0.196	95.971
4 / 1 .	Bi1 (brd)	34.572	4.272	13.777	26.067	0.275	7.279	0.016	0.414	8.938	0.010	-0.029	0.193	0.020	95.833
5 / 1 .	Bi2	35.054	4.097	13.647	26.213	0.168	7.297	0.005	0.411	9.028	0.027	0.029	0.218	0.274	96.468
6 / 1 .	Bi2	34.967	4.312	13.545	26.215	0.266	7.187	0.011	0.400	8.914	0.023	0.042	0.230	0.235	96.348
13 / 1 .	Bi3	36.192	4.274	13.240	24.495	0.249	6.673	0.085	0.325	8.271	0.043	0.013	0.186	0.119	94.165
14 / 1 .	Bi3	35.213	4.484	13.506	25.745	0.232	7.050	0.012	0.335	8.778	0.047	0.059	0.137	0.315	95.912
16 / 1 .	Bi4	35.031	4.472	13.721	26.289	0.194	7.210	0.036	0.370	8.642	0.013	-0.017	0.195	0.274	96.447
17 / 1 .	Bi4	34.930	4.807	13.609	25.889	0.293	7.219	0.046	0.390	8.600	-0.017	0.034	0.178	0.000	95.995
32 / 1 .	Bi5	35.463	4.460	13.882	25.420	0.248	7.254	0.004	0.331	8.609	0.035	0.060	0.217	0.205	96.188
	Moyenne (sur 9 analyses)	**35.11**	**4.38**	**13.65**	**25.84**	**0.25**	**7.13**	**0.03**	**0.38**	**8.75**	**0.02**	**0.03**	**0.19**	**0.14**	**95.93**

Verre de la mésostase

	DataSet/Point	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	SO2	Cl	F	Total
7 / 1 .	verre	72.486	-0.059	12.496	1.029	0.098	0.057	0.849	2.988	4.682	-0.018	-0.027	0.055	0.238	94.978
8 / 1 .	verre	71.803	0.074	12.438	0.998	0.092	0.045	0.869	2.990	4.780	0.026	0.032	0.088	0.072	94.305
9 / 1 .	verre	70.108	0.032	14.320	0.941	0.066	0.040	0.886	4.281	4.923	-0.036	0.000	0.090	0.047	95.736
10 / 1 .	verre	72.596	0.053	13.284	1.059	-0.034	0.026	0.842	1.853	4.285	-0.040	0.009	0.102	-0.048	94.109
15 / 1 .	verre	71.898	0.078	12.614	1.161	0.057	0.054	0.910	2.896	4.995	-0.026	-0.005	0.086	-0.119	94.750
25 / 1 .	verre	72.527	0.100	12.577	1.110	0.004	0.039	0.860	2.972	5.004	0.011	0.018	0.070	-0.120	95.292
30 / 1 .	verre	72.468	0.063	12.542	1.150	0.002	0.065	0.846	2.851	4.166	0.004	0.018	0.070	-0.143	94.246
31 / 1 .	verre	72.115	0.063	12.666	1.128	0.057	0.053	0.804	2.989	4.673	-0.018	0.000	0.094	0.167	94.810
33 / 1 .	verre	72.626	-0.023	12.585	0.931	0.026	0.035	0.851	2.789	5.051	0.022	0.005	0.089	0.072	95.081
34 / 1 .	verre	72.376	-0.003	12.509	1.073	0.003	0.059	0.900	3.127	4.337	-0.003	0.013	0.090	-0.045	94.487
22 / 1 .	verre	72.658	0.023	12.527	1.140	0.030	0.055	0.809	3.005	4.549	0.055	0.027	0.097	-0.168	94.975
23 / 1 .	verre	72.556	0.043	12.722	1.172	0.076	0.042	0.872	2.850	3.959	-0.011	-0.005	0.093	-0.096	94.385
24 / 1 .	verre	72.068	-0.049	12.487	1.303	-0.014	0.058	0.810	2.793	4.023	-0.037	0.014	0.075	-0.072	93.630
20 / 1 .	verre	72.288	0.118	12.463	1.139	-0.001	0.051	0.798	3.051	4.596	0.004	0.018	0.074	-0.166	94.600
	Moyenne (sur 14 analyses)	**72.18**	**0.04**	**12.73**	**1.10**	**0.03**	**0.05**	**0.85**	**2.96**	**4.57**	**0.00**	**0.01**	**0.08**	**-0.03**	**94.67**

Trachyte de PONZA (échantillon 83R)

Feldspaths (2 types dans phénocristaux)

Type 1: **plagioclase,** automorphes (tablettes), cœur avec inclusions, bordure de croissance

DataSet/Point	Phase	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	SO2	Cl	F	Total
15 / 1 .	felds2 (coeur)	45.051	-0.060	33.350	0.280	-0.055	-0.003	16.468	1.687	0.018	-0.028	-0.025	-0.014	-0.116	96.853
16 / 1 .	felds2 (coeur)	48.295	0.122	31.470	0.329	-0.029	-0.006	13.983	2.774	0.131	0.010	-0.029	-0.005	0.138	97.252
13 / 1 .	felds2 (bordure)	51.413	0.053	30.162	0.402	-0.001	0.059	12.734	4.159	0.251	-0.037	0.013	-0.018	-0.073	99.247
14 / 1 .	felds2 (bordure)	53.088	0.032	28.773	0.472	0.008	-0.001	11.183	4.849	0.269	0.003	-0.013	0.000	-0.090	98.677
18 / 1 .	felds3 (cœur)	54.837	0.078	27.755	0.458	-0.026	0.001	10.094	5.632	0.288	-0.026	-0.018	0.001	0.072	99.216
19 / 1 .	felds3 (cœur)	46.973	0.043	33.384	0.296	-0.028	-0.004	16.298	1.963	0.066	-0.033	0.004	-0.005	0.074	99.101
20 / 1 .	felds3 (cœur)	53.050	0.043	29.453	0.359	0.063	0.000	11.467	4.757	0.193	0.015	-0.036	-0.009	-0.120	99.400
17 / 1 .	felds3 (bordure)	54.878	0.128	27.728	0.498	-0.048	0.006	10.070	5.418	0.364	0.011	0.049	0.008	-0.143	99.158
21 / 1 .	felds3 (bordure)	53.823	-0.033	28.392	0.462	0.033	0.018	10.963	5.150	0.286	-0.029	0.009	0.010	0.000	99.145
	Moyenne cœur	**49.641**	**0.0452**	**31.082**	**0.3444**	**-0.015**	**-0.002**	**13.662**	**3.363**	**0.1392**	**-0.012**	**-0.021**	**-0.006**	**0.01**	**98.3644**
	Moyenne bordure	**53.301**	**0.045**	**28.764**	**0.4585**	**-0.002**	**0.0205**	**11.238**	**4.894**	**0.2925**	**-0.013**	**0.015**	**0.00**	**-0.077**	**99.0568**

Type 2: **F alcalins (Na, K)**, résorbés (arrondis), cœur sans inclusions, bordure

1 / 1 .	felds1 cœur	64.212	-0.015	19.787	0.211	0.017	-0.004	0.780	5.204	8.201	0.007	-0.018	0.003	0.048	98.470
3 / 1 .	felds1 cœur	63.549	-0.116	19.961	0.204	-0.043	-0.003	0.820	4.993	8.289	0.051	-0.022	-0.012	-0.189	97.866
2 / 1 .	felds1 bordure	64.301	0.122	19.552	0.319	-0.004	0.009	1.060	5.335	8.271	0.084	-0.036	-0.003	-0.095	99.053
4 / 1 .	felds1 bordure	63.368	0.172	19.080	2.178	0.020	1.106	4.579	5.868	6.497	-0.022	-0.013	-0.015	0.023	102.893
25 / 1 .	felds4 résorbé	63.478	-0.107	19.523	0.258	0.014	0.005	0.809	5.358	7.982	0.029	0.009	0.001	0.095	97.561
26 / 1 .	felds4 résorbé	64.008	-0.173	19.712	0.167	0.066	-0.007	0.693	4.858	8.443	-0.011	-0.018	0.000	0.214	98.162
27 / 1 .	felds4 bordure	64.524	0.169	19.514	0.246	-0.039	-0.014	0.882	5.411	8.292	0.004	0.058	0.000	0.095	99.195
44 / 1 .	felds5	64.598	0.032	19.732	0.288	0.023	0.006	0.763	5.086	8.997	0.015	0.054	0.008	-0.214	99.602
52 / 1 .	felds6	64.898	-0.017	19.632	0.100	-0.016	-0.007	0.810	5.166	8.614	0.007	0.000	0.007	-0.330	99.233
	Moyenne	**64.196**	**-0.013**	**19.677**	**0.2241**	**0.002**	**-0.002**	**0.8271**	**5.176**	**8.3861**	**0.023**	**0.003**	**0.00**	**-0.047**	**98.6428**

Microlites (F alcalins Na, K)		SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	SO2	Cl	F	Total
22 / 1 .	microlites F	64.455	0.209	20.290	0.571	-0.020	0.013	1.690	6.647	6.053	0.000	0.009	0.000	0.118	100.055
23 / 1 .	microlites F	63.333	0.199	19.415	0.637	0.000	0.214	1.108	5.089	8.133	-0.015	0.013	0.015	-0.119	98.156
24 / 1 .	microlites F	64.888	0.028	19.182	0.068	-0.037	0.017	0.410	4.064	10.644	-0.007	0.036	-0.001	-0.048	99.337
51 / 1 .	microlites F	65.254	0.222	19.551	0.517	-0.014	0.000	1.007	5.804	7.868	-0.018	0.000	0.001	-0.070	100.226
	Moyenne	**64.483**	**0.1645**	**19.61**	**0.4483**	**-0.018**	**0.061**	**1.0538**	**5.401**	**8.1745**	**-0.01**	**0.015**	**0.004**	**-0.03**	**99.4435**

Olivine

DataSet/Point	Phase	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	SO2	Cl	F	Total
6 / 1 .	olivine (pt 2)	37.049	-0.012	-0.003	30.190	1.026	30.495	0.221	0.011	-0.001	-0.003	0.016	-0.006	0.050	99.058
7 / 1 .	olivine (pt 2)	36.904	-0.069	0.009	30.701	1.166	30.756	0.188	0.020	-0.017	0.010	-0.039	-0.003	0.106	99.859
8 / 1 .	olivine (pt 3)	36.686	0.047	-0.016	29.932	1.178	31.343	0.237	0.027	-0.012	0.018	0.012	0.011	-0.117	99.492
	Moyenne (sur 3 analyses)	**36.88**	**-0.01**	**0.00**	**30.27**	**1.12**	**30.86**	**0.22**	**0.02**	**-0.01**	**0.01**	**0.00**	**0.00**	**0.01**	**99.47**

Pyroxène (calciques)

DataSet/Point	Phase	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	SO2	Cl	F	Total
9 / 1 .	px1	50.736	0.468	1.724	10.828	0.727	11.431	22.126	0.506	0.014	0.053	0.030	-0.001	-0.071	98.643
10 / 1 .	px1	50.609	0.584	2.281	10.302	0.551	12.097	21.831	0.577	-0.023	-0.061	-0.030	0.004	0.000	98.835
11 / 1 .	px2	50.391	0.486	2.209	11.895	0.601	11.141	21.945	0.598	-0.001	-0.004	-0.017	-0.022	0.163	99.430
12 / 1 .	px2	50.821	0.439	2.291	9.825	0.424	12.590	21.795	0.593	-0.012	0.025	0.000	-0.009	-0.024	98.802
28 / 1 .	px3	50.150	0.639	2.998	9.132	0.495	12.869	21.430	0.615	-0.014	-0.018	0.051	-0.008	0.188	98.568
29 / 1 .	px3	49.914	0.742	2.966	9.495	0.472	12.542	21.670	0.598	-0.009	-0.014	0.013	0.014	-0.188	98.425
30 / 1 .	px3	49.931	0.561	2.636	9.551	0.492	12.492	21.464	0.552	-0.019	0.007	-0.013	0.003	0.071	97.759
43 / 1 .	px4	50.785	0.351	1.093	14.166	0.794	10.609	20.904	0.597	0.039	0.011	-0.021	0.004	-0.459	99.355
48 / 1 .	px5	51.524	0.467	2.335	9.489	0.437	12.693	21.800	0.530	0.010	-0.004	0.004	-0.016	-0.047	99.290
49 / 1 .	px6	50.871	0.517	2.322	9.259	0.530	13.023	21.885	0.540	-0.002	0.004	-0.009	0.001	-0.094	98.952
	Moyenne phénocristaux	**50.573**	**0.5254**	**2.2855**	**10.394**	**0.552**	**12.149**	**21.685**	**0.571**	**-0.002**	**0.00**	**0.00**	**-0.003**	**-0.046**	**98.8059**
54 / 1 .	microscristal1 px	50.945	0.695	2.476	9.229	0.412	13.055	21.888	0.530	-0.017	0.032	0.017	-0.007	-0.142	99.279
57 / 1 .	microscristal2 px	49.901	0.676	2.910	8.390	0.441	13.018	21.467	0.600	-0.025	0.217	0.004	-0.005	-0.166	97.626
58 / 1 .	microscristal2 px	50.879	0.514	2.186	8.874	0.370	13.103	21.851	0.538	-0.005	0.192	0.017	-0.017	-0.119	98.524
	Moyenne microcristaux	**50.575**	**0.6283**	**2.524**	**8.831**	**0.408**	**13.059**	**21.735**	**0.556**	**-0.016**	**0.147**	**0.013**	**-0.01**	**-0.142**	**98.4763**

Opaques (Magnétite titanifère)

DataSet/Point	Phase	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	SO2	Cl	F	Total
45 / 1 .	opaque1	-0.012	16.802	2.522	73.755	1.013	0.916	0.016	-0.057	-0.003	-0.003	-0.019	-0.007	-0.058	95.024
50 / 1 .	opaque3	0.070	16.715	2.607	74.067	1.074	0.861	0.037	-0.014	0.014	0.084	-0.027	-0.026	-0.058	95.529
55 / 1 .	opaque assoc à microscristal1 px	0.126	17.614	1.917	71.566	0.859	0.710	0.105	0.007	0.064	0.025	0.027	-0.012	-0.190	93.019
	Moyenne	**0.0613**	**17.044**	**2.3487**	**73.129**	**0.982**	**0.829**	**0.0527**	**-0.021**	**0.025**	**0.035**	**-0.006**	**-0.015**	**-0.102**	**94.524**

Rhyolites de PALMAROLA (échantillon 83X)

Feldspaths alcalins (Na, K)

DataSet/Point	Phase	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	SO2	Cl	F	Total
37 / 1 .	felds1	66.587	0.013	19.777	0.179	0.006	-0.011	0.606	7.434	5.866	0.014	0.013	0.005	-0.176	100.500
38 / 1 .	felds1	66.533	0.049	19.290	0.111	0.023	0.006	0.570	7.070	6.498	-0.044	0.032	0.025	0.047	100.253
39 / 1 .	felds2	66.493	0.022	20.263	0.264	-0.013	-0.007	0.967	8.065	4.506	0.031	0.034	-0.001	0.153	100.797
44 / 1 .	felds3	66.888	0.027	19.505	0.139	0.028	-0.020	0.391	6.693	7.079	0.021	0.034	0.019	-0.044	100.824
45 / 1 .	felds3 (bordure)	66.159	0.064	18.912	0.239	0.046	0.001	0.312	6.341	7.743	0.007	0.046	0.004	-0.044	99.875
47 / 1 .	felds4	66.239	0.043	19.049	0.135	0.034	0.003	0.334	6.533	7.512	0.040	-0.031	0.015	-0.094	99.936
51 / 1 .	felds5	66.908	-0.013	19.284	0.166	-0.057	-0.003	0.393	6.902	6.788	0.044	0.031	-0.016	-0.023	100.515
52 / 1 .	felds5	66.713	0.037	19.378	0.126	0.041	0.006	0.398	6.906	6.648	-0.026	0.004	-0.011	-0.093	100.259
53 / 1 .	felds6	66.637	-0.044	19.348	0.150	-0.006	-0.009	0.566	7.293	6.142	0.047	0.022	0.020	-0.233	100.227
54 / 1 .	felds6 (bordure)	66.930	-0.047	19.369	0.094	0.003	0.009	0.520	7.433	6.156	0.007	0.049	-0.010	-0.163	100.571
55 / 1 .	felds7	66.723	-0.032	19.406	0.169	0.000	0.016	0.458	6.819	6.831	0.004	0.031	-0.003	-0.023	100.455
62 / 1 .	felds8	66.739	-0.012	19.567	0.129	0.021	-0.014	0.725	7.598	5.586	-0.022	-0.004	0.001	-0.093	100.367
	Moyenne (sur 12 analyses)	**66.63**	**0.01**	**19.43**	**0.16**	**0.01**	**0.00**	**0.52**	**7.09**	**6.45**	**0.01**	**0.02**	**0.00**	**-0.07**	**100.38**

Oxydes ferro-titanés

DataSet/Point	Phase	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	SO2	Cl	F	Total
40 / 1 .	oxyde1	5.127	16.001	0.854	68.073	1.175	0.100	0.112	0.163	0.144	0.080	0.008	0.025	-0.015	91.860
41 / 1 .	oxyde2	4.724	15.745	0.889	68.274	0.979	0.130	0.149	0.101	0.063	0.016	-0.044	0.011	0.014	91.095
42 / 1 .	oxyde3	19.774	11.845	0.769	58.638	0.894	0.112	0.140	0.144	0.104	-0.061	-0.015	0.024	-0.164	92.445
43 / 1 .	oxyde3	8.958	19.628	1.427	60.226	1.071	0.239	0.503	0.146	0.160	0.028	-0.011	0.012	0.047	92.444
50 / 1 .	oxyde5	6.640	19.973	1.057	62.008	1.124	0.155	0.407	0.076	0.045	0.026	0.008	0.024	-0.259	91.543
56 / 1 .	oxyde6	5.317	15.897	0.915	66.399	1.173	0.107	0.084	0.202	0.102	0.048	0.038	0.015	0.000	90.298
60 / 1 .	oxyde8	3.887	16.729	0.886	68.537	1.226	0.182	0.240	0.048	0.042	0.006	-0.046	-0.004	-0.090	91.784
	Moyenne (sur 6 analyses)	**5.78**	**17.33**	**1.00**	**65.59**	**1.12**	**0.15**	**0.25**	**0.12**	**0.09**	**0.03**	**-0.01**	**0.01**	**-0.05**	**91.50**

Verre

DataSet/Point	Phase	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	SO2	Cl	F	Total
35 / 1 .	verre	73.243	0.091	12.144	1.370	0.018	0.017	0.271	3.776	4.497	-0.036	0.022	0.266	0.023	95.738
36 / 1 .	verre	72.517	0.107	12.064	1.710	0.117	0.024	0.638	3.031	5.292	0.024	-0.004	0.233	0.336	96.092
46 / 1 .	verre	73.362	0.087	12.160	1.319	0.096	0.010	0.248	3.612	4.827	0.041	-0.009	0.251	0.178	96.192
59 / 1 .	verre	72.951	0.028	12.254	1.356	0.049	0.017	0.298	3.865	4.401	-0.051	0.009	0.245	0.118	95.590
61 / 1 .	verre	73.799	0.108	12.111	1.054	0.092	0.006	0.256	3.782	4.469	-0.036	-0.050	0.237	0.118	96.033
63 / 1 .	verre	73.540	0.083	12.333	1.404	0.028	-0.004	0.278	3.801	4.506	-0.058	-0.005	0.237	0.353	96.565
	Moyenne (sur 6 analyses)	**73.24**	**0.08**	**12.18**	**1.37**	**0.07**	**0.01**	**0.33**	**3.64**	**4.67**	**-0.02**	**-0.01**	**0.24**	**0.19**	**96.04**

Analyses des oxydes réalisées après polissage

11156_01						MOYENNE	ECARTYPE
	92.57	94.56	93.05	92.70	(Tx bouclage)	93.22	0.92
Si	76.72	76.08	76.67	76.25		76.43	0.32
Al	12.76	12.89	12.67	13.04		12.84	0.16
Ca	0.64	0.86	0.59	0.86		0.74	0.14
Fe	1.61	1.61	1.45	1.25		1.48	0.17
Na	2.85	3.28	2.74	2.92		2.95	0.23
Mg	0.25	0.29	0.19	0.18		0.23	0.05
K	4.89	4.80	5.19	5.07		4.99	0.17
Ti	-	0.02	0.27	0.08		0.09	0.12
Mn	0.15	-	-	0.15		0.08	0.09
P	-	-	-	-		-	-
S	-	-	0.05	-		0.01	0.03
Cl	0.13	0.18	0.17	0.19		0.17	0.03
O	-	-	-	-		-	-
	100.00	100.00	100.00			100.00	-

11156_02						MOYENNE	ECARTYPE
	93.99	92.74	93.44	93.42	(Tx bouclage)	93.40	0.51
Si	76.20	76.07	75.64	76.16		76.02	0.26
Al	12.54	12.43	12.74	12.74		12.61	0.15
Ca	0.66	0.75	0.83	0.76		0.75	0.07
Fe	1.29	1.35	1.25	1.52		1.35	0.12
Na	2.97	3.00	3.23	2.94		3.04	0.13
Mg	0.21	0.30	0.21	0.18		0.23	0.05
K	5.68	5.53	5.67	5.50		5.60	0.09
Ti	0.14	0.03	-	-		0.04	0.07
Mn	-	0.25	0.22	-		0.12	0.14
P	-	0.05	-	-		0.01	0.03
S	-	-	-	-		-	-
Cl	0.31	0.23	0.19	0.19		0.23	0.05
O	-	-	-	-		-	-
	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	-

11156_03						MOYENNE	ECARTYPE
	94.87	95.52	95.31	94.29	(Tx bouclage)	95.00	0.54
Si	78.56	77.33	77.45	77.87		77.80	0.55
Al	11.83	12.14	12.01	12.14		12.03	0.15
Ca	0.70	0.63	0.72	0.70		0.69	0.04
Fe	1.01	1.40	1.45	1.67		1.38	0.27
Na	2.82	2.97	3.35	2.62		2.94	0.31
Mg	0.16	0.23	0.08	0.30		0.19	0.09
K	4.38	4.61	4.49	4.22		4.43	0.16
Ti	0.28	0.37	0.14	0.16		0.24	0.11
Mn	0.01	0.08	-	-		0.02	0.04
P	-	-	-	0.12		0.03	0.06
S	-	-	-	-		-	-
Cl	0.24	0.23	0.30	0.21		0.25	0.04
O	-	-	-	-		-	-
	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	-

11156_05						MOYENNE	ECARTYPE
	93.67	91.88	93.52	94.14	(Tx bouclage)	93.30	0.98
Si	77.12	77.85	77.00	77.33		77.33	0.38
Al	12.54	12.11	13.08	12.82		12.64	0.41
Ca	0.53	0.64	0.57	0.59		0.58	0.05
Fe	1.68	1.70	1.34	1.42		1.53	0.18
Na	3.02	2.69	2.78	2.60		2.77	0.18
Mg	0.38	0.13	0.25	0.19		0.24	0.11
K	4.28	4.60	4.53	4.65		4.52	0.17
Ti	-	0.02	0.02	-		0.01	0.01
Mn	0.16	-	0.03	0.20		0.10	0.10
P	-	-	0.12	-		0.03	0.06
S	-	0.11	-	-		0.03	0.05
Cl	0.28	0.14	0.29	0.18		0.22	0.07
O	-	-	-	-		-	-
	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	-

11160_01						MOYENNE	ECARTYPE
	94.82	96.56	93.37		(Tx bouclage)	94.92	1.60
Si	76.14	76.08	76.48			76.23	0.22
Al	12.66	12.85	13.08			12.86	0.21
Ca	0.60	0.81	0.75			0.72	0.11
Fe	1.42	1.49	1.11			1.34	0.20
Na	3.46	3.16	2.98			3.20	0.24
Mg	0.24	0.31	0.35			0.30	0.06
K	4.77	4.90	4.78			4.81	0.07
Ti	0.21	0.12	0.09			0.14	0.06
Mn	0.08	0.09	-			0.06	0.05
P	-	-	0.12			0.04	0.07
S	0.18	0.02	-			0.07	0.10
Cl	0.23	0.17	0.27			0.22	0.05
O	-	-	-			-	-
	100.00	100.00	100.00			100.00	-

11160_02						MOYENNE	ECARTYPE
	94.46	91.20	91.74		(Tx bouclage)	92.47	1.75
Si	76.12	75.71	76.04			75.96	0.21
Al	12.88	12.91	12.87			12.89	0.02
Ca	1.14	1.03	0.87			1.02	0.14
Fe	0.75	1.34	0.94			1.01	0.30
Na	3.14	2.81	3.07			3.01	0.18
Mg	0.14	0.11	0.20			0.15	0.04
K	5.36	5.49	5.03			5.29	0.24
Ti	0.24	0.13	0.36			0.24	0.11
Mn	-	-	0.28			0.09	0.16
P	-	-	0.15			0.05	0.09
S	-	-	-			-	-
Cl	0.22	0.47	0.19			0.29	0.16
O	-	-	-			-	-
	100.00	100.00	100.00			100.00	-

11160_03						MOYENNE	ECARTYPE
	93.62	94.19			(Tx bouclage)	93.91	0.40
Si	77.99	77.56				77.77	0.30
Al	11.98	12.29				12.14	0.22
Ca	0.49	0.55				0.52	0.04
Fe	1.42	1.43				1.43	0.01
Na	2.39	2.34				2.36	0.04
Mg	0.29	0.19				0.24	0.07
K	5.18	5.36				5.27	0.13
Ti	-	0.03				0.02	0.02
Mn	0.04	-				0.02	0.03
P	-	-				-	-
S	-	-				-	-
Cl	0.21	0.24				0.23	0.02
O	-	-				-	-
	100.00	100.00				100.00	-

11161_01						MOYENNE	ECARTYPE
	94.59	92.69			(Tx bouclage)	93.64	1.34
Si	76.94	76.97				76.95	0.02
Al	11.83	12.17				12.00	0.24
Ca	0.55	0.57				0.56	0.02
Fe	1.55	1.32				1.44	0.17
Na	3.08	2.56				2.82	0.37
Mg	0.07	0.13				0.10	0.04
K	5.40	5.71				5.55	0.22
Ti	0.08	0.24				0.16	0.11
Mn	0.15	-				0.07	0.10
P	0.05	0.27				0.16	0.15
S	-	-				-	-
Cl	0.29	0.08				0.18	0.15
O	-	-				-	-
	100.00	100.00				100.00	0.00

11164bis_01						MOYENNE	ECARTYPE
	92.41	92.41	92.92	94.19	(Tx bouclage)	92.98	0.84
Si	77.52	77.34	77.30	76.70		77.22	0.36
Al	12.51	12.13	12.80	12.63		12.52	0.28
Ca	0.64	0.69	0.82	0.55		0.68	0.11
Fe	0.94	1.28	1.05	1.43		1.18	0.22
Na	2.93	2.65	2.29	2.59		2.62	0.26
Mg	0.18	0.16	0.03	0.34		0.18	0.13
K	4.96	5.36	5.19	5.31		5.20	0.18
Ti	0.02	0.22	0.03	0.14		0.10	0.09
Mn	-	-	0.09	0.06		0.04	0.04
P	-	-	-	-		-	-
S	-	-	0.13	-		0.03	0.06
Cl	0.29	0.17	0.27	0.24		0.24	0.05
O	-	-	-	-		-	-
	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	-

11164bis_02						MOYENNE	ECARTYPE
	93.79	92.79	93.56		(Tx bouclage)	93.38	0.52
Si	78.32	78.98	78.33			78.55	0.38
Al	12.27	11.99	12.30			12.19	0.17
Ca	0.51	0.42	0.45			0.46	0.05
Fe	1.22	1.01	1.49			1.24	0.24
Na	2.23	2.31	2.29			2.27	0.04
Mg	0.29	0.11	0.16			0.19	0.09
K	4.85	4.83	4.70			4.79	0.08
Ti	-	0.16	-			0.05	0.09
Mn	0.13	0.06	0.01			0.07	0.06
P	-	-	-			-	-
S	-	-	-			-	-
Cl	0.18	0.12	0.27			0.19	0.07
O	-	-	-			-	-
	100.00	100.00	100.00			100.00	-

11164bis_03						MOYENNE	ECARTYPE
	94.43	94.41	93.76	92.72	(Tx bouclage)	93.83	0.80
Si	76.78	77.85	77.37	77.38		77.34	0.44
Al	12.87	12.33	12.80	13.04		12.76	0.30
Ca	0.74	0.48	0.74	0.71		0.67	0.13
Fe	1.52	1.41	0.92	1.02		1.22	0.29
Na	2.39	2.45	2.53	2.69		2.51	0.13
Mg	0.40	0.11	0.30	0.16		0.24	0.13
K	5.01	5.06	5.09	4.79		4.99	0.14
Ti	-	-	-	0.03		0.01	0.02
Mn	0.06	0.16	-	-		0.06	0.08
P	-	-	-	-		-	-
S	-	-	0.05	-		0.01	0.03
Cl	0.22	0.16	0.21	0.17		0.19	0.03
O	-	-	-	-		-	-
	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	-

11164bis_04						MOYENNE	ECARTYPE
	94.17	94.72	93.72		(Tx bouclage)	94.20	0.50
Si	77.23	77.14	77.76			77.38	0.34
Al	12.72	12.47	12.36			12.52	0.19
Ca	0.56	0.62	0.60			0.59	0.03
Fe	1.09	1.14	1.15			1.13	0.03
Na	3.05	3.14	2.66			2.95	0.25
Mg	0.21	0.16	0.21			0.19	0.03
K	4.76	4.55	4.72			4.67	0.11
Ti	0.19	0.51	0.13			0.28	0.20
Mn	-	-	0.09			0.03	0.05
P	-	0.15	-			0.05	0.09
S	-	-	-			-	-
Cl	0.18	0.13	0.33			0.21	0.11
O	-	-	-			-	-
	100.00	100.00	100.00			100.00	0.00

11164bis_05					MOYENNE	ECARTYPE
	95.43	96.19	93.63	94.78	(Tx bouclage)	
					95.01	1.08
Si	77.41	77.66	77.77	77.71	77.64	0.16
Al	12.42	12.54	12.55	12.66	12.54	0.10
Ca	0.58	0.70	0.53	0.68	0.62	0.08
Fe	1.59	1.03	1.28	1.00	1.23	0.27
Na	2.46	2.89	2.93	2.37	2.66	0.29
Mg	0.23	0.16	0.16	0.21	0.19	0.04
K	5.12	4.77	4.57	5.04	4.88	0.25
Ti	-	-	-	-	-	-
Mn	-	0.04	-	0.09	0.03	0.05
P	-	-	-	-	-	-
S	-	0.10	0.02	-	0.03	0.05
Cl	0.19	0.11	0.18	0.23	0.18	0.05
O	-	-	-	-	-	-
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	-

11164bis_06				MOYENNE	ECARTYPE
	95.96	94.33		(Tx bouclage)	
				95.15	1.15
Si	77.26	76.74		77.00	0.37
Al	12.19	12.86		12.53	0.47
Ca	0.48	0.77		0.63	0.21
Fe	1.08	1.29		1.19	0.15
Na	3.15	2.92		3.03	0.16
Mg	0.31	0.16		0.24	0.11
K	5.11	5.08		5.09	0.02
Ti	-	0.02		0.01	0.01
Mn	0.08	-		0.04	0.06
P	0.05	-		0.03	0.04
S	-	-		-	-
Cl	0.28	0.16		0.22	0.09
O	-	-		-	-
	100.00	100.00		100.00	-

11164bis_07				MOYENNE	ECARTYPE
	95.51	93.97		(Tx bouclage)	
				94.74	1.09
Si	77.50	78.99		78.25	1.06
Al	11.97	11.93		11.95	0.03
Ca	0.66	0.64		0.65	0.01
Fe	1.46	1.06		1.26	0.28
Na	2.89	2.26		2.57	0.45
Mg	0.21	0.18		0.20	0.02
K	4.82	4.47		4.64	0.25
Ti	-	0.14		0.07	0.10
Mn	0.24	0.09		0.16	0.11
P	-	-		-	-
S	-	-		-	-
Cl	0.26	0.24		0.25	0.01
O	-	-		-	-
	100.00	100.00		100.00	-

11164bis_08				MOYENNE	ECARTYPE
	87.95	88.80		(Tx bouclage)	
				88.38	0.60
Si	79.15	79.07		79.11	0.06
Al	11.79	11.66		11.72	0.10
Ca	0.63	0.30		0.46	0.23
Fe	0.92	0.66		0.79	0.18
Na	2.19	2.76		2.48	0.40
Mg	0.20	0.37		0.29	0.12
K	4.76	4.85		4.81	0.06
Ti	0.06	0.03		0.05	0.02
Mn	-	0.03		0.02	0.02
P	-	-		-	-
S	-	-		-	-
Cl	0.30	0.26		0.28	0.03
O	-	-		-	-
	100.00	100.00		100.00	-

11164bis_09				MOYENNE	ECARTYPE
	92.28	92.85	92.56	(Tx bouclage)	
				92.56	0.29
Si	78.31	78.45	77.60	78.12	0.45
Al	12.53	12.19	12.64	12.45	0.23
Ca	0.67	0.65	0.71	0.68	0.03
Fe	1.03	0.93	1.02	0.99	0.06
Na	2.39	2.04	2.39	2.27	0.21
Mg	0.08	0.29	0.25	0.21	0.11
K	4.80	5.19	4.83	4.94	0.22
Ti	0.03	0.13	0.22	0.13	0.09
Mn	-	-	0.13	0.04	0.07
P	0.02	-	-	0.01	0.01
S	-	0.08	-	0.03	0.04
Cl	0.14	0.06	0.22	0.14	0.08
O	-	-	-	-	-
	100.00	100.00	100.00	100.00	-

11169bis_01					MOYENNE	ECARTYPE
	90.87	90.36	91.56	91.83	(Tx bouclage)	
					91.16	0.67
Si	77.83	77.29	76.68	76.52	77.08	0.60
Al	12.04	12.06	12.53	12.46	12.26	0.24
Ca	0.88	0.65	0.81	0.70	0.76	0.10
Fe	0.98	1.31	1.05	1.40	1.18	0.20
Na	2.26	2.70	2.71	2.32	2.50	0.24
Mg	0.22	0.25	0.31	0.30	0.27	0.04
K	5.45	5.40	5.34	5.78	5.49	0.20
Ti	0.19	0.06	0.16	0.11	0.13	0.06
Mn	0.06	-	-	0.09	0.04	0.04
P	-	-	0.12	-	0.03	0.06
S	-	-	-	-	-	-
Cl	0.11	0.28	0.29	0.37	0.26	0.11
O	-	-	-	-	-	-
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	-

11169bis_06					MOYENNE	ECARTYPE
	94.03	93.13	92.74	92.17	(Tx bouclage)	
					93.02	0.78
Si	77.33	76.84	77.04	77.68	77.22	0.37
Al	12.13	12.75	12.90	12.73	12.63	0.34
Ca	0.64	0.56	0.61	0.62	0.61	0.03
Fe	1.39	1.69	1.49	1.22	1.45	0.20
Na	2.46	2.42	2.30	2.39	2.39	0.07
Mg	0.16	0.19	0.19	0.20	0.19	0.02
K	5.03	5.06	4.88	4.84	4.95	0.11
Ti	0.19	0.27	0.09	0.03	0.14	0.11
Mn	0.14	-	0.27	0.03	0.11	0.12
P	0.27	-	-	-	0.07	0.13
S	-	-	-	-	-	-
Cl	0.27	0.24	0.23	0.27	0.25	0.02
O	-	-	-	-	-	-
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	-

11169bis_07				MOYENNE	ECARTYPE
	92.27	92.85		(Tx bouclage)	
				92.56	0.41
Si	76.88	76.24		76.56	0.45
Al	12.43	12.49		12.46	0.04
Ca	0.83	0.99		0.91	0.11
Fe	1.60	1.68		1.64	0.05
Na	2.53	2.46		2.49	0.05
Mg	0.08	0.09		0.08	0.01
K	5.43	5.64		5.54	0.15
Ti	0.08	0.18		0.13	0.08
Mn	-	-		-	-
P	-	-		-	-
S	-	-		-	-
Cl	0.14	0.23		0.18	0.06
O	-	-		-	-
	100.00	100.00		100.00	-

11169bis_08				MOYENNE	ECARTYPE
	92.75			(Tx bouclage)	
				92.75	-
Si	78.11			78.11	-
Al	11.70			11.70	-
Ca	0.69			0.69	-
Fe	1.15			1.15	-
Na	2.79			2.79	-
Mg	0.24			0.24	-
K	5.16			5.16	-
Ti	0.02			0.02	-
Mn	-			-	-
P	-			-	-
S	-			-	-
Cl	0.13			0.13	-
O	-			-	-
	100.00			100.00	-

nrobage 1115					MOYENNE	ECARTYPE
	98.99	100.26	100.21		(Tx bouclage)	
					99.82	0.72
Si	59.77	58.31	60.13		59.41	0.97
Al	25.02	25.72	24.63		25.12	0.55
Ca	7.22	8.00	6.72		7.31	0.65
Fe	0.10	0.46	0.08		0.21	0.21
Na	6.93	6.79	7.31		7.01	0.27
Mg	0.22	0.25	0.33		0.27	0.06
K	0.68	0.46	0.80		0.64	0.17
Ti	-	-	-		-	-
Mn	0.05	0.01	-		0.02	0.03
P	-	-	-		-	-
S	-	-	-		-	-
Cl	-	-	-		-	-
O	-	-	-		-	-
	100.00	100.00	100.00		100.00	-

nrobage 1116				MOYENNE	ECARTYPE
	99.44	99.43	99.16	(Tx bouclage)	
				99.34	0.16
Si	56.30	55.32	57.23	56.28	0.96
Al	26.89	27.60	26.33	26.94	0.63
Ca	9.98	10.50	8.65	9.71	0.95
Fe	0.13	0.40	0.24	0.26	0.14
Na	5.85	5.65	6.62	6.04	0.51
Mg	0.15	0.18	0.23	0.19	0.04
K	0.31	0.30	0.51		0.12
Ti	0.27	0.05	0.18	0.17	0.11
Mn	-	-	-	-	-
P	-	-	-	-	-
S	0.12	-	-	0.04	0.07
Cl	-	-	-	-	-
O	-	-	-	-	-
	100.00	100.00	100.00	100.00	0.00

nrobage 1116					MOYENNE	ECARTYPE
	100.68	100.51	99.32		(Tx bouclage)	
					100.17	0.74
Si	59.66	60.02	60.74		60.14	0.55
Al	24.53	24.51	24.16		24.40	0.21
Ca	6.71	6.77	6.67		6.72	0.05
Fe	0.40	0.19	-		0.20	0.20
Na	7.61	7.29	7.28		7.39	0.19
Mg	0.38	0.28	0.28		0.31	0.06
K	0.48	0.67	0.78		0.64	0.15
Ti	0.23	-	-		0.08	0.13
Mn	-	0.26	0.04		0.10	0.14
P	-	-	-		-	-
S	-	-	-		-	-
Cl	-	0.01	0.05		0.02	0.03
O	-	-	-		-	-
	100.00	100.00	100.00		100.00	-

nrobage 1116					MOYENNE	ECARTYPE
	100.84	99.43	98.34		(Tx bouclage)	
					99.54	1.25
Si	56.62	58.24	57.36		57.41	0.81
Al	26.79	25.81	26.72		26.44	0.55
Ca	9.32	8.25	8.88		8.82	0.54
Fe	0.13	0.33	-		0.15	0.17
Na	6.14	6.46	6.22		6.27	0.16
Mg	0.28	0.27	0.28		0.28	0.01
K	0.43	0.52	0.44		0.46	0.05
Ti	-	0.12	0.07		0.06	0.06
Mn	0.05	-	-		0.02	0.03
P	-	-	-		-	-
S	0.07	-	0.02		0.03	0.04
Cl	0.17	-	-		0.06	0.10
O	-	-	-		-	-
	100.00	100.00	100.00		100.00	0.00

												MOYENNE	ECARTYPE	Référence (Beloc)	
Beloc	97.92	98.75	99.23	99.43	100.51	98.91	99.51	97.88	98.72	100.50	(Tx bouclage)	99.1	0.91	Jéhanno et al., 1992	
Si	62.04	62.20	61.75	62.09	62.12	62.12	61.65	61.79	61.91	62.56	Si	62.0	0.26	Si	62.1
Al	15.07	15.19	15.03	15.07	15.04	15.29	15.28	15.30	15.24	15.17	Al	15.2	0.11	Al	15.0
Ca	7.84	7.61	7.80	7.75	7.63	7.87	7.74	7.80	7.84	7.57	Ca	7.7	0.11	Ca	7.6
Fe	5.90	5.77	6.14	5.86	5.97	5.66	6.09	5.69	5.88	5.97	Fe	5.9	0.16	Fe	6.1
Na	3.76	3.82	3.82	3.82	3.69	3.75	3.77	3.80	3.86	3.71	Na	3.8	0.05	Na	3.8
Mg	2.91	2.86	2.77	2.84	2.89	2.80	2.93	2.98	2.94	2.69	Mg	2.9	0.09	Mg	2.5
K	1.44	1.59	1.54	1.62	1.50	1.43	1.36	1.62	1.39	1.41	K	1.5	0.10	K	1.5
Ti	0.77	0.83	0.88	0.73	0.88	0.84	0.97	0.79	0.79	0.78	Ti	0.82	0.07	Ti	0.70
Mn	0.18	0.03	0.26	0.21	0.17	0.10	0.14	0.18	0.15	0.09	Mn	0.15	0.07	Mn	0.16
P	0.07	0.11	-	-	0.07	0.11	0.05	-	-	0.05	P	0.0	0.05	P	
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	S	-	-	S	
Cl	0.01	-	0.02	-	0.04	0.04	0.01	0.04	0.01	-	Cl	0.0	0.02	Cl	
O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	O	-	-	O	
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.00	-		

												MOYENNE	ECARTYPE		
Verre	94.12	94.99	94.06	94.26	92.53	94.34	95.41	94.88			(Tx bouclage)	94.32	0.87		
Si	76.41	76.23	76.00	76.30	77.61	76.08	75.78	75.90			Si	76.29	0.57		
Al	12.99	13.09	13.01	13.16	12.83	13.02	12.73	13.19			Al	13.00	0.15		
Ca	0.61	0.87	0.90	0.98	0.84	0.92	0.85	0.78			Ca	0.84	0.11		
Fe	1.08	1.27	1.15	1.53	1.17	1.25	1.26	1.28			Fe	1.25	0.13		
Na	2.87	3.14	3.13	3.04	2.71	3.11	3.25	3.06			Na	3.04	0.17		
Mg	0.21	0.11	0.27	0.16	0.11	0.18	0.13	0.23			Mg	0.17	0.06		
K	5.51	5.08	5.31	4.67	4.53	5.29	5.32	5.38			K	5.14	0.35		
Ti	0.07	-	0.05	-	0.08	-	0.31	0.13			Ti	0.08	0.10		
Mn	0.16	-	-	-	0.01	-	0.15	0.01			Mn	0.04	0.07		
P	-	-	-	-	-	-	-	-			P	-	-		
S	-	0.05	-	-	-	-	-	-			S	0.01	0.02		
Cl	0.07	0.16	0.18	0.17	0.12	0.16	0.22	0.06			Cl	0.14	0.05		
O	-	-	-	-	-	-	-	-			O	-	-		
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00				100.00	-		

Annexe E

Travaux précédents :
Etude de la croûte océanique actuelle et fossile

Et

Curriculum Vitae

Study of basalts from short accretion intra-transform segments from the St-Paul fracture zone (Equatorial Atlantic)

2000 Research work in Oceanography
by

Anita CADOUX

Maîtrise Sciences de la Terre
(1st year of Earth Sciences Master Equivalent)

Advisors: Pr. Thierry JUTEAU (UBO, Brest)
Dr. Roger HEKINIAN (IFREMER, Brest)

Abstract

The Saint-Paul fracture zone is a multiple transform fault located in the equatorial Atlantic. This research work concerns basalts collected *in situ* by the french submersible Nautile and the R/V Nadir support ship in two well identified Intra-Transform accretion Ridge segments (ITR), at 25°27 W and 27°42W, called Box A and Box C respectively. The bathymetric data obtained during the cruise were used to build a DEM using MATLAB program. All the dive movies and photos were examined allowing to correct or/and complete the cruise report. A detailed petrological and mineralogical survey was carried out on 25 samples. 221 major elements analyses, including basaltic glass and minerals, were obtained with an electronic microprobe SX50. All samples are basaltic in composition. They present a wide range of textures, from aphyric or sub-aphyric (less than 3% phenocrysts) to phyric (from 7 to 20% phenocrysts), and also from totally glassy (pillow margins) to holocrystalline (pillow cores). The classical variolitic and spherulitic zones are often visible under microscope.

Based on the composition of the glass, three distinct types of MORB have been distinguished:

- N-MORB (K/Ti<0.14) and T- MORB (0.14<K/Ti<0.25) in Box A
- E-MORB (K/Ti > 0.25) in Box C

Plagioclase is the dominant phase in all the basalts and occurs either as phenocrysts, microphenocrysts or microlites, its composition ranging from An_{85} to An_{50} (129 analyses). Olivine is frequently associated with it, in smaller proportions, ranging in composition from $Fo_{90.8}$ to $Fo_{79.6}$ (77 analysis). Clinopyroxene never appears as phenocrysts, and was only observed as scarce microphenocrysts or groundmass grains. The average composition of the pyroxene based on 8 microprobe analyses, is $Wo_{44}En_{35}Fs_{21}$. Spinel crystals are relatively frequent as small Cr-rich crystals ($23.5\% \leq Cr_2O_3 \leq 40.5\%$) (6 analysis). The absence of clinopyroxene as phenocrysts, and its scarcity as microphenocrysts or microlites, requires low pressure crystallization conditions, and that the lavas were quenched above the temperature of

the ternary eutectic minimum relative to the three major silicate phases. In most of the studied sample, the clinopyroxene remained as a virtual phase in the basaltic glass.

Using morphological and textural features under microscope, we distinguished four generations of plagioclase and olivine crystals in these basalts. Olivine and plagioclase, most often associated in clusters, have obviously crystallized together simultaneously in each generation. The oldest crystals, deeply resorbed, have suffered the effects of magmatic corrosion processes in the magma chambers, before crystallization of the second generation (idiomorphic phenocrysts). Such corrosion processes were already described in MORB, and attributed either to magma mixing events with introduction of hot and primitive magma in the accretion magma chambers, or to a drop of pressure due to the tapping of magma at the surface. The second generation of plagioclase and olivine crystals has crystallized slowly at depth, in the reservoir. In the third generation, the skeletal morphology of the olivine crystals and the elongated shape of the plagioclase crystals indicate a rather high rate of overcooling. These crystals may have formed at high levels during the ascent of the magma. Finally, the skeletal morphologies of the crystals of the fourth generation (microlites) imply strong chilling conditions, and correspond evidently to crystallization after eruption on the ocean floor, during rapid quenching of the lavas.

The basalts of Box C show a simple and regular evolution of olivine and plagioclase crystals towards fractionated compositions. The resorbed phenocrysts have the most primitive compositions, with An $\geq$80 and Fo $\geq$88 for the plagioclase and the olivine crystals respectively. The idiomorphic phenocrysts have poorly evolved compositions ($74 \leq An \leq 76$; $85 \leq Fo \leq 87$). The microphenocrysts exhibit more evolved compositions ($62 \leq An \leq 68$; $83 \leq Fo \leq 84$), and the microlites have the most evolved compositions ($54 \leq An \leq 62$; $Fo < 84$). In spite of the limited number of samples (three samples in Box C), these data suggest that after an early magma mixing event which resorbed the early plagioclase and olivine phenocrysts, the basalts collected at the axis of Box C evolved following a "normal" fractionation trend, as a unique batch of magma.

The basalts of Box A show a more complex evolution of the plagioclase and olivine phases. Each generation of crystals spreads widely around its compositional mode, with important overlaps with the compositions of the other generations. The early resorbed crystals, however, have the most primitive compositions. Concerning the idiomorphic plagioclase phenocrysts (second generation), it appears that the An-poor phenocrysts correspond to the most fractionated lavas (glasses with lowest Mg#), and the An-rich phenocrysts correspond to the less fractionated lavas (glasses with highest Mg#).

All these data may be interpreted in terms of multiple magma mixing events in the magma chambers, at all stages of crystallization. Alternatively, they may be attributed to the successive extraction of different types of basaltic melts from a unique heterogeneous mantle.

Basalts from Intra-Transform Ridges within the St-Paul Fracture Zone, Equatorial Atlantic: Evidence for Recycled Crustal Material within the Upper Mantle

A. Le Faouder[1], C. Hémond[1], **A. Cadoux[1,2]**, T. Juteau[1] and C. Bollinger[1]

Submitted to ***G-cubed***

1. UMR 6538 Domaines océaniques, IUEM, Université de Bretagne Occidentale, Place Copernic, 29280 Plouzané, France

2. Département Sciences de la Terre (Bât.504), Laboratoire de Géochronologie Multitechniques, Université Paris Sud XI, 91405 Orsay Cedex, France

Abstract

This paper presents a petrological and geochemical study of a set of basaltic samples collected along intra-transform ridges (ITR) within the St–Paul Fracture Zone (1°N, Equatorial Atlantic). They were collected *in situ*, using the French submersible Nautile and the R/V Nadir support ship, in two well identified intra-transform ridge segments, at 25°27 W and 27°42W, called Box A and Box C respectively.

All samples are moderately-evolved MORB-type basalts in terms of major element compositions and mineralogy, although samples from segment C (K_20 about 0.4%) are more alkalic than those from segment A ($K_20 \leq 0.2\%$). A similar contrast is observed for the REE patterns: Box C samples exhibit mildly enriched patterns ($La/Sm_N=1.6$) whereas Box A tholeiites are LREE depleted ($0.4 \leq La/Sm_N \leq 1.0$). Mineralogically, these basalts exhibit various generations of plagioclase and olivine crystals, the oldest ones showing abundant evidence of resorption, due to magma mixing events in the reservoirs.

In terms of source composition, the Ce/Pb ratio is rather elevated in segment C (35) and "normal" in segment A (20-25). Isotopically, Box A samples fall within the general North Atlantic trend in a plot of $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $^{143}Nd/^{144}Nd$, whereas Box C samples are shifted towards the so called "1.7°N anomaly" identified by *Schilling et al*. [1994] along the mid-Atlantic ridge. Pb isotopes show a similar distribution. The elevated Ce/Pb ratios of Box C basalts (as well as the 1.7°N anomaly) require the involvement of some HIMU component. The presence of such component within the mantle beneath this area is in agreement with the model proposed by *Maia et al.* [2001] based on Os isotope ratios in Saint-Paul peridotites [*Esperança et al*., 1999], suggesting the existence of a 0.6-1.1 Ga old recycled lithosphere within the St-Paul upper mantle, This relatively young age would explain why this HIMU component (revealed by Ce/Pb ratios) would not have yet developed the characteristic Pb isotopic composition. This model is also supported by seismic tomography data, which suggest the existence of a cold upper mantle beneath this area, compatible with the presence of a recycled cold lithosphere.

THE SLIDE MOUNTAIN PERMO-CARBONIFEROUS BASIN (BRITISH COLUMBIA, CANADA): EARLY WITNESS OF THE CACHE-CREEK TERRANE OR DISTINCT OCEANIC DOMAIN?

2001 Research work
by

Anita CADOUX

DEA Dynamique de la Lithosphère, des marges océaniques aux chaînes de montagnes
(2nd year of Earth Sciences Master Equivalent)

Advisors: Pr. Marc TARDY (Univ. de Savoie, Chambéry)
Pr. Henriette LAPIERRE (Univ. Joseph Fourier, Grenoble)

Abstract

Among the accreted terranes of the Canadian Cordillera, the most easterly sutures are those of Slide Mountain and Cache Creek. Slide Mountain ranges in age from Carboniferous to Late Permian and is most commonly interpreted as a marginal basin located east of the Paleozoic Quesnellia arc. Cache Creek, located west of the Slide Mountain basin consists of mid-Permian oceanic island tholeiites, Upper Triassic mafic lavas of oceanic plateau affinity and slices of Permian platform carbonates.

New petrological and geochemical data on the igneous components of the Slide Mountain basin allows constraining the geodynamic setting of this basin. Two groups of rocks have been distinguished on the basis of the trace element compositions. Group 1 is characterized by LREE depleted patterns and La/Nb ranging between 1 and 2. These features are those of N-MORB. Group 2 differs from group 1 by REE patterns more or less enriched in LREE and La/Nb < 1. These characteristics are those of enriched tholeiites. The Nd and Pb isotopic compositions do not correlate with the subdivision into two groups based on the trace element distribution. Indeed, most of the volcanic rocks of groups 1 and 2 are characterized by high εNd values (+7 to 10). This indicates that these volcanic rocks derive from the partial melting of a depleted source. This is confirmed by the Pb isotopic ratios. Few basalts of group 2 have lower εNd (+4.5 to 6.5) and more radiogenic Pb compositions suggesting that these lavas derived from an enriched source of OIB type (involving the contribution of an EMII component). The Slide Mountain volcanic rocks exhibit correlations between End and incompatible elements (Nb, Ta, Th, REE). This suggest that the Slide Mountain igneous components derive from the melting of two mantle sources, one depleted (DMM) and one enriched (OIB).

All these data indicate that the Slide Mountain basin represents the remnant of an oceanic basin, located along the western margin of the North American craton. This basin was floored by basalts developed along a mid-oceanic rigde. The enriched tholeiites suggest that a hot-spot was located not far form the ridge. Thus, the geodynamical context of Slide

Mountain in Permo-Carboniferous time could be compared to the present context in the Galapagos area.

Le terrane de Slide Mountain (Cordillères canadiennes) : une lithosphère océanique marquée par des points chauds

M. Tardy, H. Lapierre, D. Bosch, A. Cadoux, A. Narros, L.C. Struik et P. Brunet

Résumé : Le terrane de Slide Mountain est constitué de roches sédimentaires siliceuses et détritiques d'âge dévonien à permien dans lesquelles sont intercalés des basaltes et des dolérites. L'ensemble est recoupé par des sills de cumulats ultrabasiques. Ce terrane est classiquement considéré comme le témoin de l'ancien bassin marginal ouvert à l'arrière de l'arc paléozoïque de Quesnellie. Cependant, les roches basiques de Slide Mountain qui affleurent au centre de la Colombie Britannique ne présentent aucun caractère de basalte arrière-arc (BABB); elles s'apparentent plutôt à des basaltes de plancher océanique (MORB) ou d'îles océaniques (OIB). En effet, parmi les basaltes échantillonnés et analysés, certains basaltes de plancher océanique de type N (N-MORB) sont appauvris en terres rares légères, leurs rapports La/Nb sont compris entre 1 et 2, et leurs compositions isotopiques du Nd et du Pb indiquent qu'ils dérivent d'une source appauvrie. D'autres basaltes intra-plaques diffèrent des MORB par des spectres enrichis en terres rares légères, des teneurs plus élevées en TiO_2, Nb, Ta et Th, des ε_{Nd} plus bas et corrélativement des rapports isotopiques du Pb plus élevés. Les compositions isotopiques des cumulats ultrabasiques sont comparables à ceux des basaltes de type MORB. Les corrélations entre l'ε_{Nd} et les éléments incompatibles suggèrent que certaines laves de Slide Mountain dérivent du mélange des magmas issus de deux sources mantelliques : l'une appauvrie, de type N-MORB, l'autre enrichie de type OIB. Ceci évoque une genèse en contexte géodynamique de point chaud, actif près d'une dorsale dans le paléo-océan de Slide Mountain. Cet impact de point chaud est corrélé avec l'importante activité des panaches mantellaires enregistrée au Permien, notamment en Sibérie.

Abstract : The Slide Mountain Terrane consists of Devonian to Permian siliceous and detrital sediments in which are interbedded basalts and dolerites. Locally, ultramafic cumulates intrude these sediments. The Slide Mountain Terrane is considered to represent a back-arc basin related to the Quesnellia Paleozoic arc-terrane. However, the Slide Mountain mafic volcanic rocks exposed in central British Colombia do not exhibit features of back-arc basin basalts (BABB) but those of mid-oceanic ridge (MORB) and oceanic island (OIB) basalts. The N-MORB-type volcanic rocks are characterized by light rare-earth element (LREE)-depleted patterns, La/Nb ratios ranging between 1 and 2. Moreover, their Nd and Pb isotopic compositions suggest that they derived from a depleted mantle source. The within-plate basalts differ from those of MORB affinity by LREE-enriched patterns; higher TiO_2, Nb, Ta, and Th abundances; lower ε_{Nd} values; and correlatively higher isotopic Pb ratios. The Nd and Pb isotopic compositions of the ultramafic cumulates are similar to those of MORB-type volcanic rocks. The correlations between ε_{Nd} and incompatible elements suggest that part of the Slide Mountain volcanic rocks derive from the mixing of two mantle sources: a depleted N-MORB type and an enriched OIB type. This indicates that some volcanic rocks of the Slide Mountain basin likely developed from a ridge-centered or near-ridge hotspot. The activity of this hotspot is probably related to the worldwide important mantle plume activity that occurred at the end of Permian times, notably in Siberia.

Reçu le 24 janvier 2002. Accepté le 20 décembre 2002. Publié sur le site Web des Presses scientifiques du CNRC à http://rcrf.cnrc.ca, le 17 juin 2003.

Article confié à L. Corriveau, éditeur délégué.

M. Tardy[1] **et A. Cadoux.** Laboratoire Géodynamique des Chaînes Alpines, Unité mixte de recherche, Centre national de recherche scientifique (UMR-CNRS) 5025, Université de Savoie, 73376 Le Bourget du Lac CEDEX, France.
H. Lapierre et A. Narros. Laboratoire Géodynamique des Chaînes Alpines, Unité mixte de recherche, Centre national de recherche scientifique (UMR-CNRS) 5025, Université J. Fourier Grenoble 1, Maison des Géosciences, B.P. 53, 38041 Grenoble CEDEX, France.
D. Bosch. Institut des Sciences de la Terre, de l'Eau et de l'Espace de Montpellier, Université Montpellier 2, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier CEDEX 05, France.
L. C. Struik. Geological Survey of Canada, 101–605 Robson street, Vancouver, BC V6B 5J3, Canada.
P. Brunet. Laboratoire Mécanismes de Transfert en Géologie, Unité mixte de recherche, Centre national de recherche scientifique (UMR-CNRS) 5563, Université P. Sabatier, 38 rue des trente-six ponts, 31400 Toulouse, France.

1. Auteur correspondant (courriel : tardy@univ-savoie.fr).

 doi: 10.1139/E03-010 © 2003 CNRC Canada

Anita Cadoux
Geologist

Igneous Petrology - Geochemistry - Geochronology
Domains : Marine Geology - Magmatology - Volcanology - Geodynamics

Université Paris Sud XI
UMR 8148 IDES (CNRS-UPS)
Département des Sciences de la Terre (Bat.504)
91405 ORSAY cedex
Tel. : (33) 1 69 15 48 93; Fax : (33) 1 69 15 48 91
e-mail : cadoux@geol.u-psud.fr

Born 26/03/1978 in France
Citizenship : French
Present position (until May 2006) : **Associate Lecturer** (Université Paris Sud XI, France)

EDUCATION

2001 - 2005: **PhD**, Department of Earth Sciences, Université Paris Sud XI
Thesis: *Plio-Pleistocene Felsic Magmatic Activity of the Tyrrhenian Sea Margin (Central Italy): Timing, Petrogenesis and Geodynamical implications. A combined geochemical and geochronological approach*
Methods : Fieldwork, sampling, datings (K-Ar), chemical analyses (major, trace and isotopes)

1999-2001 : **M.Sc. in Earth Sciences** (Universities of Brest, Grenoble and Chambéry, France)

1996-1999 : **B.Sc. equivalent** in Earth Sciences (University of Brest, France)

HONORS and AWARDS

2003 Student Travel Grant ($600), AGU Fall Meeting 2003, San Francisco
2001 PhD Government Department of National Education, Research and Technology Grant, France
2000 Master degree Merit Grant ($ 5,460)

PEER-REVIEWED PUBLICATIONS

A. CADOUX, J. BLICHERT-TOFT, F. ALBAREDE, D. L. PINTI, P-Y. GILLOT, Lead isotopic Evidences for two distinct mantle sources domains from the intermediate-felsic rocks of Central Italy, *in prep. for EPSL*.

A. CADOUX, D. L. PINTI, A. PECCERILLO, C. HEMOND, E. DOUVILLE, , P-Y. GILLOT, Increasing Alkalinity versus decreasing Crustal Assimilation with time in the Pontine Islands (Tyrrhenian Sea, Central Italy): an unusual scheme in the Italian Volcanism, *in prep. for* ***Journal of Petrology***.

A. LE FAOUDER, C. HEMOND, **A. CADOUX**, T. JUTEAU, C. BOLLINGER, Basalts from Intra-Transform Ridges within the St-Paul Fracture Zone, Equatorial Atlantic: Evidence for Recycled Crustal Material within the Upper Mantle, *submitted to* ***G^3***.

A. CADOUX, D. PINTI, C. AZNAR, S. CHIESA, P-Y GILLOT, 2005, New chronological and geochemical constraints on the genesis of Ponza and Palmarola islands (Tyrrhenian Sea, Italy), ***Lithos***, 81 (1-4), 121-151.

M. TARDY, H. LAPIERRE, D. BOSCH, **A. CADOUX**, A. NARROS, L.C. STRUIK et P. BRUNET, 2003, Le terrane de Slide Mountain (Cordillères canadiennes) : une lithosphère océanique marquée par des points chauds, ***Canadian Journal of Earth Sciences***, 40 : 833-852.

A. CADOUX, 2001, Le bassin Carbonifère-Permien de Slide Mountain (Colombie britannique, Canada): témoin précoce du terrane de Cache Creek ou domaine océanique distinct ?, ***Géologie Alpine***, t.77, p. 55-58.

COMMUNICATIONS

Oral communication:
32nd International Geological Congress, Florence (Italy), August 20-28, 2004 : "Early Pleistocene Fast Magmatic Transition at Pontine Islands (Central Tyrrhenian Sea, Italy) : The waning stages of the subduction-related magmatism ?".

Written communications:
AGU Fall Meeting, San Francisco, December 2003 :
- "Fast Orogenic to Anorogenic Magmatic Transition in Central Tyrrhenian Basin at Pontine Islands (Italy)"
- "A new Geochronological and Geochemical Study of the Mt. Amiata Volcano (Tuscan Province, Italy)"

EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, April 2003 : "Time an Geochemical Distribution of Central Italy Magmatism: The case of Pontine Islands (Tyrrhenian Sea, Italy)."
RST 2002 Nantes (France) : "Volcanisme de la Marge Tyrrhénienne lié à l'ouverture de la mer Tyrrhénienne : étude géochronologique et géochimique des îles de Ponza et Palmarola (Iles Pontines, Italie)."

EXPERIENCES IN GEOLOGY

2001 : **Research work in Geodynamics** (MSc) : "*The Slide Mountain Permo-Carboniferous basin (British Columbia, Canada) : Early witness of the Cache-Creek terrane or distinct oceanic domain ?*".
See Publications page 1 (The Slide Mountain terrane : an oceanic lithosphere marked by hot spots)

2000/10 : - **Fieldwork in Corsica** : The interface between hercynian basement and alpin units : structural modalities and kinematics of the hiding and of the exhumation in a continental subduction setting.
- Acquisition of **reflexion shooting** data in **Ligurian Sea** (Oceanographic ship TETHYS II).

2000/09 : **Fieldwork in the Northern Alps** : High pressure rocks study (exhumation mechanisms).

2000 : **Research work in Oceanography** (MSc) : "*Study of basalts from short accretion intra-transform segments from the St-Paul fracture zone (Equatorial Atlantic)*". IFREMER - IUEM (Brest)
See Publication.

2000/05 : - **Geophysical prospection** (Garchy, France) : Levelling, gravimetry, magnetism, electric logging (Schlumberger, Wenner), refraction shooting. Data acquisition and processing.
- Acquisition of reflexion shooting data on the Ligurian Sea shelf (Villefranche/mer, O/S Tethys II) Acquisition, data processing and interpretation.

2000/05 : **Fieldwork in Brittany** (France) : geological synthesis

1999/10 : **Fieldwork on Ouessant island** (Britanny, France) : metamorphic, structural and tectonic study. **Elaboration of the geological map** of the eastern part of the island.

1999/05 : - **Fieldwork in the Massif Central** (Auvergne, France) : volcanology, cartography.
- **Fieldwork in the Pre-Alps** (Drome, France) : sedimentology, tectonics and cartography.

1998/10 - 1999/04 : **Study of a metamorphic field in Britanny** (B.Sc.) : petrology, tectonics, microstructural study. Field survey, geological section.

1998/05 : **Fieldwork in the peninsula of Crozon** (Britanny, France) : Sedimentology, tectonics, cartography.

EXPERIENCES IN TEACHING

2004-Present : **Associate Lecturer**, Department of Earth Sciences, Université Paris Sud.
teaching in Geology for students preparing the "**Agrégation**" in Life and Earth Sciences ("**Agrégation**" = prestigious professionnal qualification for teachers in France, this exam allows to teach in secondary education or universities).

2001-2003: **Teaching assistant,** Department of Earth Sciences, Université Paris Sud.
Teaching in Geology, Geochemistry, Geochronology for undergraduate and graduate students.

COMPETENCES

On the field : ***onshore*** : - Lithologies identification (petrographic analysis)
- Structural analysis
- Geological section and interpretative geological map from field data and air photographs
- Geophysical survey : Levelling, gravimetry, magnetism, electric logging (Schlumberger, Wenner), refraction shooting
- GPS handling

offshore : Follow-up of navigation and data acquisition of reflexion shooting.

At the laboratory :

Petrographic and mineralogical study (optical microscopy)

Chemical analyses

- Volcanic glass and minerals : work on the *electron microprobe Camebax SX 50* (Ifremer, BREST ; Institut de Minéralogie, LAUSANNE Switzerland)
- Vitreous inclusions analysis : *JSM 840 SEM* coupled to an X-ray microanalysis system from Princeton Gamma Tech (LSCE, Gif-sur-Yvette, France)
- Trace elements analysis on whole rocks with *ICP-MS* (LGCA - Univ. Joseph Fourier, Grenoble)
- Chemical separation and measurements of the Pb, Sr et Nd isotopic ratios: *MC-ICP-MS P54* (ENS, Lyon), *Finnigan Mat 261* and *Thermoquest TRITON Solid source MS* (IFREMER-IUEM, Brest).

Potassium-Argon Datings (Laboratoire de Géochronologie, Orsay)

- Mineral separations (crushing, sieving, heavy liquid, magnetic sorting with Franz)
- Potassium dosage : *Atomic Absorption Mass Spectrometer Varian SPECTR-AA-200*
- K-Ar dating : *extraction and purification line, 180° sector* $^{36}Ar/^{40}Ar$ *Mass Spectrometer*

Data processing : - Digital Elevation Model processing
- ***Software*** : Office, KaleidaGraph, Tridraw, IGPET, Petrograph, Stereoplot, Stereonet, Mathematica, Didger, Matlab, Mapping Toolbox, Surfer, Adobe Illustrator, Adobe Photoshop.
- ***Language*** : Pascal

Language Skills : French (mother tongue), English (spoken and written), German (scholar).

COLLABORATIONS

Pr. Bernard BONIN (Université Paris Sud XI, Orsay)
Dr. Janne BLICHERT-TOFT & Pr. Francis ALBAREDE (ENS, Lyon)
Dr. Christophe HEMOND (IUEM-UBO, Brest)
Pr. Angelo PECCERILLO (Università di Perugia, Italia)

REFERENCES

Present advisors: Pr. PINTI and GILLOT (pinti.daniele@uqam.ca; gillot@geol.u-psud.fr)
Pr. Thierry JUTEAU (previously UBO, Brest; juteau@wanadoo.fr)
Dr. Roger HEKINIAN (previously IFREMER, Brest; hekinian.roger@wanadoo.fr)
Pr. Marc TARDY (Université de Savoie, Chambéry, marc.tardy@univ-savoie.fr)
Pr. Henriette LAPIERRE (Université Joseph Fourier, Grenoble I, henriette.lapierre@ujf-grenoble.fr)

MEMBERSHIPS

American Geophysical Union, since 2003
Société Géologique de France, since 2001
Society of Economic Geologists, 1999-2001

INTERESTS

Traveling : Czech republic, Germany, French Guyana, Sumatra, Siberia, Mongolia, Italy, Spain, USA, Québec.
Environmental protection (observation and counting of animals), aquariophilie, gemmology, mineralogy
Dances : breton, ballet dancing, modern'jazz, contemporary, latin, be-bop ...
Fine Arts, Cinema.