

## IL MAGMATISMO NEOGENICO-QUATERNARIO DELL'AREA TOSCO-LAZIALE-UMBRA: IMPLICAZIONI SUI MODELLI DI EVOLUZIONE GEODINAMICA DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

### RIASSUNTO

La revisione dei dati petrologici, geochimici e geocronologici sulle rocce magmatiche della zona toscano-laziale-umbra ha permesso di riconoscere un semplice schema petrogenetico che pone vincoli sulla struttura del mantello superiore al di sotto dell'Italia centrale e conseguentemente sulla evoluzione geodinamica dell'Appennino settentrionale.

Il magmatismo neogenico-quaternario dell'Italia centrale si è sviluppato in quattro fasi separate nello spazio e nel tempo, che mostrano una migrazione discontinua da ovest ad est e cioè: Fase I, ca. 14 Ma (Sisco-Corsica); Fase II, 7.3-6.0 Ma (M. Capanne, Montecristo, Vercelli, Capraia I); Fase III, 5.1-2.2 Ma (Porto Azzurro, Giglio, Campiglia, Gavorrano, Castel Di Pietra, Monteverdi, San Vincenzo, Orciatico, Montecatini Val di Cecina, Capraia II, Roccastrada e Distretto tolfetano); Fase IV, 1.3-0.1 Ma (Radicofani, Cimini, Torre Alfina, Amiata, e Provincia Magmatica Romana nord-occidentale).

La genesi di questo magmatismo è considerata il risultato dell'attivazione per fusione parziale di tre sorgenti distinte: i) la crosta continentale, presente anche come materiale subdotto nel mantello superiore; ii) un mantello fortemente residuale di tipo harzburgitico recentemente arricchito in K (*lithosphere mechanical boundary layer*, MBL); iii) un mantello composizionalmente variabile da lherzolitico a wehrilitico-clinopirossenitico recentemente ibridizzato da fusi crostali (astenosfera anomalmente e temporaneamente arricchita in K).

I componenti crostali appartengono dal punto di vista geochimico ed isotopico al *upper crustal reservoir* derivato da crosta continentale con una età modello di separazione dal mantello tardo-proterozoico. La quasi totalità dei complessi vulcanici e plutonici acidi di origine dominantemente crostale del magmatismo toscano mostra evidenze di mescolamento con magmi subcrostali ricchi in K. Le fasi II e III sono principalmente costituite da prodotti acidi che si ritrovano in una area ellissoidica (circa 150 x 300 km) centrata sull'Isola del Giglio definita come duomo crostale toscano; in questa area non sono fino ad ora stati rinvenuti magmi subcrostali sfuggiti al mescolamento con fusi anatettici.

La petrogenesi delle rocce primitive ( $Mg\# > 65$ ) ha permesso di identificare due gruppi di magmi generati in zone del mantello distinte (MBL ed astenosfera anomala), entrambe eterogeneamente arricchite in K, dominantemente espresso come flogopite. Le rocce del

gruppo I sono ol-hy e Q-normative (*trend saturo*) e comprendono le lamproiti di Orciatico, Montecatini Val di Cecina, Torre Alfina e Sisco; le olivin-latiti ultrapotassiche dei Cimini, le shoshoniti ultrapotassiche di Radicofani e le shoshoniti di Capraia, Radicofani e Latera. Esse sono considerate il risultato di fusioni parziali a bassa pressione (< 50 km) di una sorgente da fortemente a moderatamente residuale arricchita (harzburgiti a flogopite) per reazione di ibridizzazione con fusi ricchi in K e Si ( $^{87}Sr/^{86}Sr > 0.717$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd$  ca. 0.5121-0.5120,  $Ba/La < 20$  e  $Ce/Sr > 0.3$ ), i quali a loro volta si originano per fusione parziale di materiale crostale del *upper crustal reservoir* privo di carbonati subdotto nel mantello superiore.

Questo componente può essere derivato sia da granitoidi/sedimenti terrigeni che da crosta inferiore nonrestitica (esp., granuliti felsiche). Le rocce del gruppo II sono dominate da termini da ne- a lc- fino a kp-normative (*trend sottosaturo*) e comprendono la quasi totalità dei prodotti primitivi della Provincia Magmatica Romana nord-occidentale (leucititi, leucititi tefritiche, basaniti e trachibasalti a leucite, e melilititi (Vulsini, Vico, Sabatini, Ernici, Roccamonfina, Albani, San Venanzo e Cupaello). Dati di petrologia sperimentale suggeriscono che queste rocce si sono formate da un mantello variabilmente ricco in clinopirosseno e flogopite a pressioni più elevate rispetto ai magmi del gruppo I. Modellizzazioni basate su elementi in tracce ed isotopi indicano che la genesi delle sorgenti di mantello di questi magmi coinvolge almeno tre componenti: A) un mantello tipo OIB; B) un componente con Sr, Ca and Sr/Ce molto alti probabilmente introdotto da un fuso carbonatitico legato alla subduzione di rocce carbonatiche; C) un componente arricchito in K ( $^{87}Sr/^{86}Sr > 0.712$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd < 0.5120$ ,  $Ba/La < 20$  e  $Ce/Sr$  ca. 0.10 - 0.25), derivato dalla fusione parziale di materiale del *upper crustal reservoir*, subdotto nel mantello superiore.

Il modello geodinamico proposto prevede un processo di delaminazione e subduzione continentale della placca adriatica. La petrogenesi dei magmi e la loro distribuzione spazio-temporale in quattro fasi viene spiegata attraverso la migrazione discontinua da ovest ad est del *locus* della distensione litosferica (*rifting*) prodotta dalla risalita della astenosfera arricchita in K che si introduce nello spazio che si apre al di sopra della placca continentale adriatica in delaminazione/subduzione. Il motore del processo è interno al sistema, in quanto causato dall'ispessimento, durante gli stadi iniziali della collisione continentale, delle radici litosferiche, essenzialmente *thermal boundary layer* (TBL), che innesca lo sprofondamento gravitativo della litosfera adriatica. La petrogenesi dei magmi implica che la superficie di disaccoppiamento/delaminazione della litosfera adriatica corrisponda inizialmente alla parte più duttile della crosta continentale inferiore, in modo da

(\*) Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Pisa.

(\*\*) Centro per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino, CNR, Pisa.

(\*\*\*) Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Firenze.

(\*\*\*\*) Istituto di Geocronologia e Geochimica Isotopica CNR, Pisa.

permettere la subduzione di granuliti felsiche non-restitiche. La petrogenesi della lamproite di Sisco e la sua età di messa in posto (15-13.5 Ma) richiedono che questo processo sia iniziato almeno durante il Langhiano. Per soddisfare il vincolo posto dalla petrogenesi dei magmi pliocenici e quaternari è necessario ipotizzare che la superficie di disaccoppiamento intersechi, durante il Miocene superiore, il mantello della litosfera adriatica almeno all'interno oppure al di sotto del MBL. La genesi del magmatismo delle fasi II e III implica la fusione parziale a larga scala della crosta continentale impilata nelle radici della catena. Si ipotizza che esista una relazione causa-effetto fra la introduzione della astenosfera ibridizzata al di sopra della litosfera adriatica delaminata in subduzione, l'*underplating* dei magmi ricchi in K da essa derivati e la formazione del duomo crostale toscano.

Le direzioni ed età di estensione/espansione litosferica del bacino retroarco toscano e del Tirreno a sud del 41° N indicano che i due sistemi fossa/arco/bacino retroarco erano strutturalmente indipendenti già prima dell'inizio del Pliocene. Si propone che la bipartizione del sistema fossa-arco-bacino retroarco Appennino-Tirreno settentrionale ed arco calabro-Tirreno meridionale sia il risultato di una evoluzione geodinamica differenziata, almeno a partire dal Langhiano, e legata alla subduzione di due placche distinte e composizionalmente diverse: una litosfera oceanica a sud ed una litosfera continentale, sottoposta al processo di delaminazione/subduzione, a nord.

## ABSTRACT

A review of the available petrological, geochemical and geochronological data on the magmatic rocks of the Tuscan-Latium-Umbria region has allowed to recognize a simple petrogenetic scheme that has been used to put important constraints on the structure of the upper mantle below Central Italy and consequently on the geodynamic evolution of the region.

The magmatism took place in four phases separated in space and time which become progressively younger from west to east: Phase I, ca. 14 Ma (Sisco-Corsica); Phase II, 7.3-6.0 Ma (Mt. Capanne, Montecristo, Vercelli, Capraia I); Phase III, 5.1-2.2 Ma (Porto Azzurro, Giglio, Campiglia, Gavorrano, Castel Di Pietra, Monteverdi, San Vincenzo, Orciatico, Montecatini Val di Cecina, Capraia II, Roccastrada e Distretto tolfetano); Phase IV, 1.30.1 Ma (Radicofani, Cimini, Torre Alfina, Amiata, as well as the north-western Roman Magmatic Province).

It is proposed that this magmatism is the result of the differential activation of three physically separated sources: i) the continental crust, ii) a strongly refractory, recently K-enriched harzburgitic mantle located in the lithosphere mechanical boundary layer (MBL) and iii) a recently hybridized cpx-rich mantle, compositionally variable from lherzolite to wehrlite/clinopyroxenite assigned to an anomalously, ephemerally enriched asthenospheric mantle.

The crustal components have the typical geochemical and isotopic feature of an upper crustal reservoir derived from a continental crust extracted from the mantle in the Late Proterozoic times. Nearly all the acidic, dominantly crust-derived rocks of the Tuscan region show the evidence of mixing with K-rich mantle-

derived magmas. They dominantly belong to the phases II and III, and are found inside an ellipsoid area (about 150 x 300 Km) centred at Giglio Island defined as Tuscan crustal dome. Here mantle-derived magmas unaffected by important mixing processes with crustal anatectic magmas have not yet been found.

Major and trace elements, as well as  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  data on primitive magmas ( $\text{Mg}\# > 65$ ) show the existence of two groups of rocks. They define two distinct mantle enrichment trends determined by two different K-rich added components which metasomatized separate, compositionally diverse upper mantle sectors. In both cases the most remarkable mineralogical effect of these enrichment processes is the production of variable amounts of phlogopite through reaction between fluids and/or melts with the mantle. The rocks of **group I** are ol-hy- and Q-normative (also referred to as the **saturated trend**), and include Latera shoshonites and most of the primitive products of the Tuscan Magmatic Province (the lamproites of Orciatico, Montecatini Val di Cecina, Torre Alfina and Sisco; the ultrapotassic olivin-latites of Mt. Cimini, the ultrapotassic shoshonites of Radicofani; the shoshonites of Capraia and Radicofani). They are considered to be derived by partial melting at low pressure (<50 km) of strongly (lamproites) to moderately depleted phlogopite harzburgite sources produced by reaction of residual peridotites with a potash-silica-rich melt with high  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.717$  and  $\text{Ce}/\text{Sr} > 0.3$ , and low  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ca. 0.5121-0.5120 ratios and  $\text{Ba}/\text{La} < 20$  derived from large amounts of carbonate-free materials of the upper crustal reservoir subducted within the upper mantle. This component is very common in the central Mediterranean region either as granitoid plutons/terrestrial sediments or as meta-sedimentary, non-restitic lower crust (e.g., felsic granulites). The rocks of **group II** are critically undersaturated (also referred to as the **undersaturated trend**) and include most of the products of the Roman Magmatic Province north of Rome (leucitites, tephritic leucitites and leucite basanites *HKS* of Vulsini, Vico e Sabatini, and the kamafugites of San Venanzo and Cupaello). Experimental petrology suggests that these rocks were formed by partial melting of a phlogopite clinopyroxene-rich mantle at higher pressure than the group I primitive magmas. Trace element and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  modelling of the rocks of group II as well as potassic and ultrapotassic primitive lavas of Ernici and Roccamonfina indicates that three components were involved in the genesis of their mantle source: A) an OIB-like mantle; B) a component with Sr, Ca and Sr/Ce values higher than the (MORB + OIB) asthenospheric mantle probably carried by a carbonate melt related to subducted carbonates; C) a recently added K-rich component, relatively well constrained to high  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.712$ , low  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} < 0.5120$  and  $\text{Ba}/\text{La} < 20$  and  $\text{Ce}/\text{Sr}$  ca. 0.10.0.25. This component is considered to be derived from subducted materials of the upper crustal reservoir, but with  $\text{Ce}/\text{Sr}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios lower than the K-rich component involved in the genesis of the group I magmas. Petrogenetic constraints allow to propose that the refractory-phlogopite-rich harzburgitic mantle sources of the **group I** magmas is the lithosphere MBL whereas the clinopyroxene-rich mantle source of the **group II** magmas is assigned to an ephemerally and anomalously K-enriched asthenosphere.

The components involved in the genesis of the sources of the magmatism of the Northern Apennine,

as well as the absence in this region of basalts derived from the typical MORB + OIB-type asthenosphere, find a plausible explanation in a geodynamic process which causes large amounts of crustal materials to be incorporated within the upper mantle. It is proposed that the delamination and subduction of the Adriatic continental lithosphere related to the still ongoing continental collision of the northern Apennine provide a viable mechanism to explain the genesis and time-space distribution of the magmatism of Central Italy. The proposed model is similar to those formulated on theoretical basis by BIRD & BAUMGARDNER (1981); HOUSEMAN *et al.* (1981) e TURCOTTE (1983). The subduction of delaminated lithospheric mantle with lower crustal slivers would have exposed previously imbricated uppermost mantle (MBL) and crustal units of the Apennine chain to the heating advected by upwelling of an anomalously, recently K-enriched asthenospheric mantle wedge and by underplated magmas derived from it. It is considered that the rising of a hot, crust-hybridized asthenosphere occurs in the wake left by the sinking of the Adriatic delaminated continental lithosphere.

Directions and ages of lithospheric extension/expansion of Tuscan and south Tyrrhenian (south

of 41° N) back-arc basins indicate that the two trench/arc/back-arc systems were structurally independent earlier than Pliocene. We propose that the bi-partition of the Apennine-northern Tyrrhenian and Calabrian-southern Tyrrhenian trench/arc/back-arc systems is the result of a differential geodynamic evolution, already active during the Langhian (Sisco lamproite petrological constraints), related to the subduction of two separate, compositionally different slabs: an oceanic lithosphere in the south and a continental lithosphere undergoing the delamination/subduction process in the north.

#### BIBLIOGRAFIA

BIRD P. & BAUMGARDNER J. (1981) - *Steady propagation of delamination events*. J. Geophys. Res., **86**, 4891-4903.

HOUSEMAN G.A., MCKENZIE D.P. & MOLNAR P. (1981) - *Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts*. J. Geophys. Res., **86**, 6115-6132.

TURCOTTE D.L. (1983) - *Mechanisms of crustal deformation*. J. Geol. Soc. London, **140**, 701-724.

