

## 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 toско-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, ~14Ma (Sisco-Corsica); Fase II, 7.3-6.0 Ma (Mt. Capanne, Montecristo, Vercelli, Capraia I); Fase III, 5.1-2.2 Ma (Porto Azzurro, Giglio, Campiglia, Gavorrano, Castel Di Pietra, Monte Verdi, 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-proterozoica. La quasi totalità dei prodotti 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 ( $^{87}Sr/^{86}Sr > 0.717$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd \sim 0.5121-0.5120$ ,  $Ba/La < 20$  e  $Ce/Sr > 0.3$ ), a loro volta derivati da 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 non-restitita (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 (leuciti, leuciti tefritiche, basaniti e trachibasalti a leucite, e meliliti: 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  $Ce/Sr \sim 0.10-0.25$ ), 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 originatosi 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 permettere la subduzione di granuliti felsiche non-restitite. 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 ibri-

(\*) Dipartimento di Scienze della Terra, Pisa e Centro per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino, CNR, Pisa.

(\*\*) Dipartimento di Scienze della Terra, Firenze.

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

dizzata 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, ~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, Orciatice, Montecatini Val di Cecina, Capraia II, Roccastrada e Distretto tolfetano); Phase IV, 1.3-0.1 Ma (Radicofani, Cimini, Torre Alfina, Amiata, as well as the Northwestern 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 ellipsoidal 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 Pro-

vince (i.e.: the lamproites of Orciatice, Montecatini Val di Cecina, Torre Alfina and Sisco; the ultrapotassic olivin-lathites 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  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0.5121-0.5120$  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/terrigenous 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 carbonatite 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  $\text{Ce}/\text{Sr} \sim 0.10-0.25$ . This component is considered to be derived from subducted materials of the upper crustal reservoir, but with Ce/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 provides a viable mechanism to explain the genesis and time-space distribution of the magmatism of Central Italy. The proposed model is in general 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 a 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, crustally hybridized asthenosphere occurs in the wake left by the sinking of the Adriatic delaminated continental lithosphere.

The directions and ages of lithospheric extension/expansion of the Tuscan and south Tyrrhenian (south of 41° N) back-arc basins indicate that the two trench/arc/back-arc sy-

stems 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 constraint), 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.

PAROLE CHIAVE: Magmatismo, Neogene, Quaternario, Appennino settentrionale, Evoluzione geodinamica.

KEY WORDS: Magmatism, Neogene, Quaternary, Northern Apennines, Geodynamic evolution.

## 1. PREMESSA

In generale nella formulazione dei modelli geodinamici dell'Appennino Settentrionale, il magmatismo viene considerato in modo marginale o comunque rappresenta un elemento inserito a sostegno di un modello generale senza costituirne uno dei vincoli di base.

In questo lavoro si intende fornire un quadro generale di tipo spazio-temporale e classificativo-petrogenetico del magmatismo neogenico-quadernario dell'areale tosco-laziale-umbro derivato essenzialmente dall'analisi critica dei dati petrologici, geochimici e geocronologici ripresi dalla letteratura con lo scopo di verificare eventuali correlazioni tra eventi tettonici principali, natura e messa in posto dei magmi che servano come base per la formulazione di un modello sull'evoluzione geodinamica dell'Appennino settentrionale.

## 2. EXCURSUS SUI MODELLI GEODINAMICI DELL'APPENNINO DAGLI ANNI SETTANTA

La coesistenza dal Tortoniano ad oggi di aree in distensione nella zona interna ed in compressione/sedimentazione nella zona esterna della catena appenninica associate ad una migrazione spazio/temporale delle stesse da ovest ad est (ELTER *et al.*, 1975) rappresenta, assieme alla migrazione verso est del magmatismo della Provincia Toscana (BARBERI *et al.*, 1971, CIVETTA *et al.*, 1978), uno dei punti chiave nell'interpretazione della formazione dell'orogene appenninico. Per trovare una spiegazione a queste ed altre peculiarità della catena, sono stati proposti negli anni settanta diversi modelli geodinamici riconducibili a tre tipi di meccanismi:

1) alcuni erano basati sull'applicazione nell'area mediterranea della tettonica dei sistemi arco-fossa-bacino retro-arco (Fig. 1A; BOCCALETTI *et al.*, 1971; BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972);

2) altri tendevano a spiegare la tettonogenesi della catena appenninica attraverso migrazione dei processi di *rifting* legati alla rotazione antioraria della penisola italiana indotta o da un "motore" esterno al sistema

che genererebbe anche un importante spostamento verso est della Sicilia (Fig. 2B; SCANDONE, 1979);

3) o da un "motore" interno al sistema individuato in una megacella convettiva astenosferica (Fig. 3A; ELTER *et al.*, 1975).

Una conseguenza dei modelli proposti è che la litosfera subdotta sotto il Tirreno meridionale ha un ruolo attivo, cioè con una precisa relazione causa-effetto, nei modelli di bacino retroarco (BOCCALETTI *et al.*, 1971), mentre ha un ruolo del tutto secondario nelle ipotesi di *'rifting'*, nei quali rappresenterebbe un relitto della precedente subduzione eocenica- oligocenica (SCANDONE, 1979).

Nella prima metà degli anni ottanta le interpretazioni che prevedono meccanismi diversi da quelli operanti nei sistemi arco-fossa-bacino retroarco, si sono sviluppati seguendo due principali linee di pensiero: da una parte troviamo coloro che privilegiano movimenti verticali con formazione di due inarcamenti cristallini (duomo etrusco e duomo tirrenico) collegati alla risalita attiva di due mega-diapiri astenosferici e conseguente formazione delle strutture plicative appenniniche per collasso gravitativo (Fig. 3B; WEZEL, 1982, 1985; MARINELLI, 1975; LOCARDI, 1985), dall'altra coloro che continuano ad invocare un "motore" esterno al sistema e che quindi considerano determinanti i movimenti di convergenza/trascorrenza Africa-Europa (Fig. 2). Questi ultimi ipotizzano che il *rifting* tirrenico sia legato:

1) alla rotazione antioraria della penisola italiana indotta dalla spinta verso NE della placca africana trasmessa a quella adriatica attraverso lo *slab* litosferico subdotta sotto l'arco calabro (MANTOVANI, 1982; MANTOVANI *et al.*, 1985), oppure:

2) ad un sistema compressivo di primo ordine Africa-Europa, orientato grosso modo N-S, nel quale l'apertura tirrenica costituisce uno dei più importanti effetti distensivi nel quadro di un modello di deformazione rigido-plastico (Fig. 2A, 2E; BOCCALETTI *et al.*, 1982, 1984, 1990).

In questo periodo, REUTTER *et al.* (1980) hanno proposto un'ipotesi geodinamica originale (Fig. 1C) sviluppata per spiegare alcuni profili sismici a rifrazione registrati negli anni 70 nel Tirreno settentrionale che suggerivano un apparente sovrascorrimento della crosta adriatico/toscana sopra quella della Corsica. Questi autori ritenevano che le apparenti strutture cristalline antitetiche si fossero generate attraverso un processo disaccoppiamento progressivo della crosta continentale (che va ad impilarsi nella catena appenninica) dal mantello sottostante che prosegue il processo di subduzione ancora per decine di milioni di anni dopo la collisione continentale, che ha avuto luogo secondo questi autori al passaggio Oligocene-Miocene (~24Ma).

Nella seconda metà degli anni ottanta, anche in virtù degli studi intrapresi in connessione con le perforazioni dell'O.D.P., Leg 107, riprendeva vigore l'ipotesi che il Tirreno rappresenti un bacino retro-arco (Fig. 1B) legato alla subduzione litosferica al di sotto

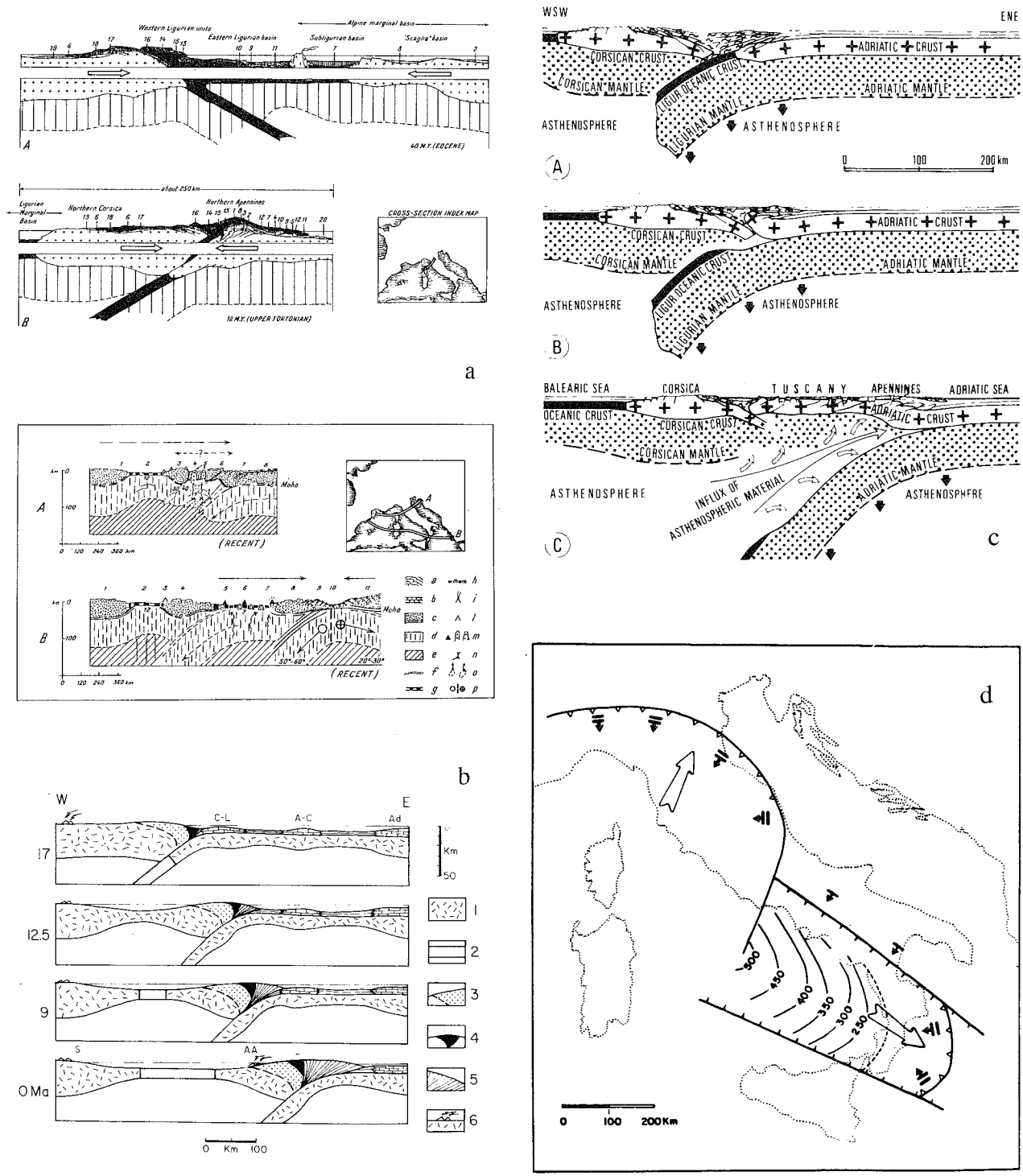


Fig. 1 - Principali modelli di evoluzione del sistema appenninico-tirrenico che fanno riferimento a processi di subduzione.

A) Interpretazione di BOCCALETTI *et al.* (1971) e BOCCALETTI e GUAZZONE (1972). Tutti i bacini marginali del Mediterraneo Occidentale sarebbero legati ai processi di subduzione di litosfera oceanica che ha invertito la direzione di immersione tra l'Eocene e l'Oligocene.

B) Interpretazione di MALINVERNO e RYAN (1986): lo sprofondamento gravitativo della litosfera in subduzione determina la migrazione dell'arco con conseguente apertura del bacino tirrenico. Ad, blocco adriatico; A-C, piattaforma abruzzo-campana; C-L, piattaforma campano-lucana; AA, arco eolico.

C) Interpretazione di REUTTER *et al.* (1980): disaccoppiamento crosta-mantello nella placca adriatica durante la subduzione continua sotto la microplacca corsa (A, Oligocene sup.; B, Miocene inf., dopo la collisione continentale; C, Pliocene-attuale).

D) Interpretazione di PATACCA e SCANDONE (1989): sprofondamento differenziale di litosfera continentale ionica a sud e padano-adriatica a Nord con formazione degli archi dell'Appennino settentrionale e meridionale.

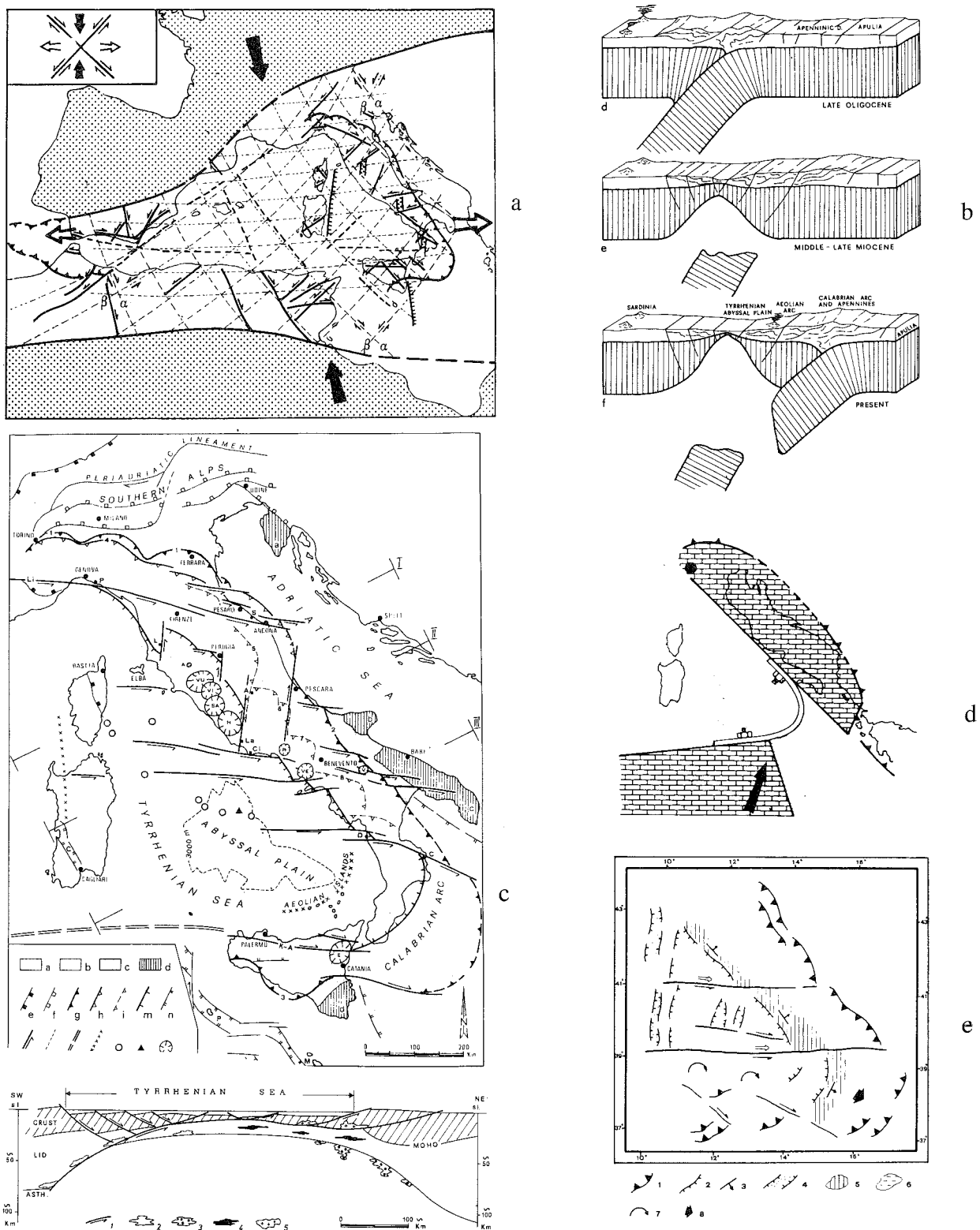
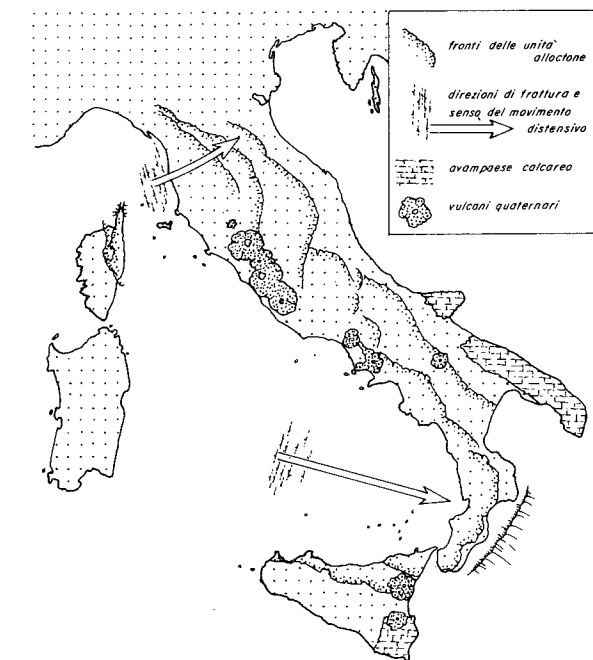
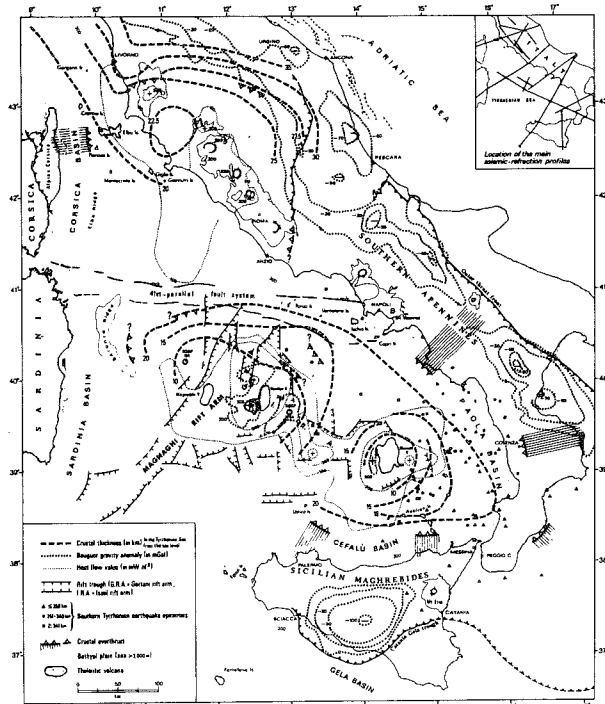
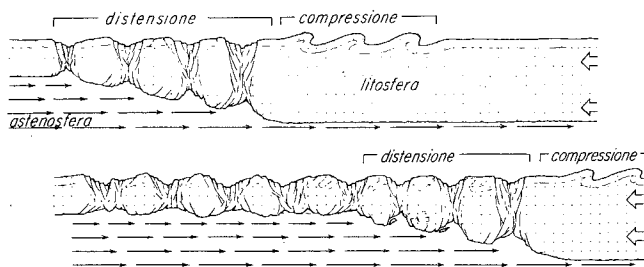


Fig. 2 - Principali modelli di evoluzione del sistema appenninico-tirrenico che fanno riferimento un motore esterno al sistema:  
 A) BOCCALETTI *et al.* (1982): la compressione Africa-Europa determina un sistema regmatico con movimenti tensionali essenzialmente EW (Tirreno) in un quadro deformativo rigido-plastico.  
 B) Interpretazione di SCANDONE (1979): subduzione di litosfera continentale e arcuazione della catena per spostamento verso Est della placca africana.  
 C) Interpretazione di LAVECCHIA (1988) e LAVECCHIA e STOPPA (1989): megatrascorrenze sinistre EW e formazione di bacini *pull-apart* (Tirreno, bacino ligure-balearico).  
 D) Interpretazione di MANTOVANI *et al.* (1990): rotazione della Placca Adriatica come conseguenza della spinta verso NE della Placca Africana trasmessa attraverso la litosfera continentale subdotta.  
 E) Interpretazione di BOCCALETTI *et al.* (1984, 1990): la collisione Africa-Europa produce una serie di complessi di megafessure NS bordate da zone trascorrenti EW che inducono la risalita dell'astenosfera.



a



b

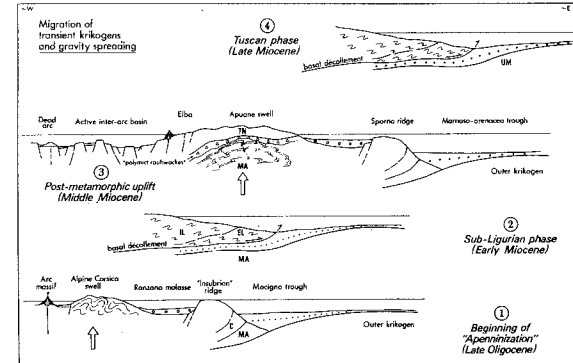


Fig. 3 - Principali modelli di evoluzione del sistema appenninico-tirrenico che fanno riferimento a movimenti verticali dominanti. A) ELTER *et al.* (1975): megacelle convettive astenosferiche producono distensione e compressione in aree contigue e una bipartizione dell'orientazione della distensione verso ENE nell'Appennino Settentrionale e ESE nel Tirreno meridionale. B) WEZEL (1982, 1985) e LOCARDI (1985): la risalita attiva del mantello produce sollevamenti ed estensione nella parte centrale dell'area e messa in posto gravitazionale nelle aree limitrofe. La parte centrale dell'area collassa successivamente per contrazione termica.

dell'arco calabro (KASTENS *et al.*, 1986, 1988; MALINVERNO & RYAN, 1986; FINETTI & DEL BEN, 1986; PATACCA & SCANDONE, 1989).

Recentemente l'acquisizione sistematica di dati sull'evoluzione tettonico/sedimentaria dell'avanfossa padano-adriatica dal Tortoniano superiore ad oggi ha permesso a PATACCA & SCANDONE (1989) di avanzare l'ipotesi che la costruzione della catena appenninica si sia sviluppata secondo due archi principali separati da una discontinuità trasversale di primo ordine trascorrente destra, la linea Ortona-Roccamonfina (Fig. 1D). Il modello geodinamico proposto prevede la subduzione passiva e differenziale della litosfera continentale collegata ad un raccorciamento di circa 1 cm/anno nella catena settentrionale e di circa 5 cm/anno nella parte meridionale; contemporaneamente si verifica una migrazione della distensione e della compressione verso

est sia nell'area tirrenica che nel sistema catena appenninica-avanfossa-avampaese adriatico.

Una ipotesi cinematica alternativa basata, sull'estensione litosferica secondo il modello di delaminazione di LISTER *et al.* (1986), è stata recentemente presentata (Fig. 2C) da LAVECCHIA (1988). Tale modello non implica la presenza di processi subduttivi e si inserisce nella linea di pensiero, recentemente ribadita da MANTOVANI *et al.* (1990), secondo la quale la rotazione del blocco adriatico sarebbe legata ad un "motore" esterno al sistema che produrrebbe una spinta della placca africana verso NE (Fig. 2D). In tale quadro il Tirreno risulterebbe costituito da una serie di bacini *pull-apart* formati all'interno di una mega-trascorrenta E-O fra la placca europea e quella africana. Il meccanismo di estensione passiva della litosfera continentale prevede un sistema di faglie che si im-

merge verso Ovest (*detachment fault model*) con deformazioni di taglio semplice nella crosta e taglio puro nel mantello litosferico (Fig. 2C; LAVECCHIA, 1988).

Recentemente CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990), hanno presentato un modello che spiega la coesistenza della distensione tirrenica e compressione adriatica come dovute al collasso gravitazionale, a partire dal Miocene superiore, della zona di imbricazione crostale nel dominio appenninico, formatosi durante la collisione Oligo-Miocenica; in questa ipotesi non vengono considerati attivi processi di subduzione, almeno nel periodo che va dal Miocene ad oggi (Fig. 4).

Nel quadro della evoluzione geodinamica dell'Appennino secondo un modello di delaminazione/subduzione della litosfera continentale adriatico-ionica, DOGLIONI (1991) propone che il motore di questo processo sia il flusso del mantello astenosferico verso E.

Un elemento comune a tutti i modelli precedentemente ricordati è l'assenza di una approfondita valutazione dei vincoli che i dati petrologici/geochimici e

la distribuzione spazio/temporale delle rocce ignee neogeniche-quadernarie possono portare alla comprensione dell'evoluzione tettonica dell'areale tirrenico, sebbene sia ormai ampiamente accettato che il magmatismo è un utile tracciante di processi geodinamici di primo ordine.

### 3. IL MAGMATISMO TIRRENICO-APPENNINICO DI ETA' NEOGENICO-QUATERNARIA

#### 3.1. GENERALITA'

Gli studi effettuati negli ultimi due decenni sul vulcanismo del Tirreno meridionale hanno raggiunto, al di là di specifiche interpretazioni petrologiche, conclusioni di valenza geodinamica sostanzialmente omo-

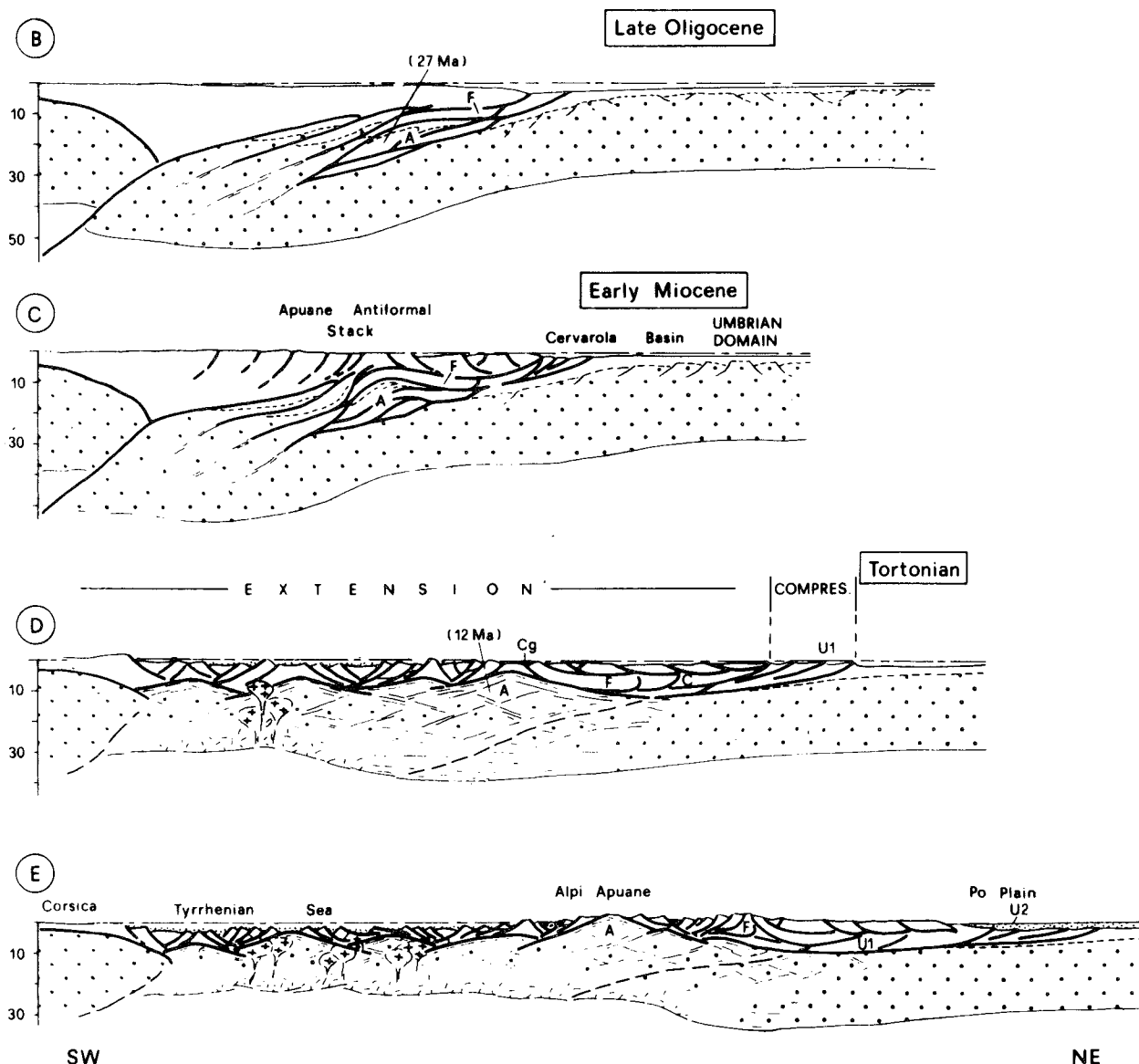


Fig 4 - Modello di evoluzione dell'Appennino settentrionale durante il Terziario secondo CARMIGNANI e KLIGFIELD (1990).

genee. Infatti il Tirreno è considerato essenzialmente come un bacino retroarco legato, come il vulcanismo eoliano, alla subduzione della litosfera ionica al di sotto dell'arco calabro (BARBERI *et al.*, 1973, 1978; BECCALUVA *et al.*, 1982, 1991; ELLAM *et al.*, 1988; FRAN-CALANCI *et al.*, 1989). Al contrario, il significato geodinamico del vulcanismo alcalino-potassico della penisola italiana (Provincia Magmatica Romana, PMR) è tuttora controverso. Le diverse linee di pensiero possono essere ricondotte a due modelli antagonisti:

1) il primo considera il vulcanismo della PMR come prodotto attraverso processi petrogenetici e tettonici tipici dei *rift* continentali come quelli dell'Africa orientale o del Reno (MARINELLI, 1975; CUNDARI, 1980; VOLLMER *et al.*, 1981; LOCARDI, 1985; LAVECCHIA & STOPPA, 1990);

2) l'altro prevede un legame genetico fra subduzione al di sotto della penisola italiana e arricchimento delle sorgenti di mantello dei magmi della PMR (NINKOVICH & HAYS, 1972; THOMPSON, 1977; DI GIROLAMO 1978; EDGAR, 1980; HOLM & MUNKSGAARD, 1982; ROGERS *et al.*, 1985; PECCERILLO & MANETTI, 1985; BECCALUVA *et al.*, 1985; CONTICELLI *et al.*, 1986). All'interno di questi modelli non esiste tuttavia una univoca interpretazione specialmente su tre punti e cioè: i) natura della placca subdotta (litosfera continentale verso litosfera oceanica; ii) natura dei materiali coinvolti e tipo di processo di arricchimento del mantello (crosta continentale superiore o inferiore; trasferimento di materia in profondità attraverso liquidi silicatici o fluidi ricchi in volatili); iii) età del processo di modificazione geochemica delle sorgenti di mantello (subduzione attuale verso subduzione terziaria).

Nel quadro del magmatismo neogenico-quadernario italiano un posto particolare è occupato da quello della Toscana e del Lazio settentrionale (Fig. 5). Esso è dominato da prodotti acidi ed è stato interpretato da MARINELLI (1961) come costituente una Provincia Petrografica unitaria, denominata Provincia Anatettica Toscana. I numerosi dati geocronologici effettuati negli anni sessanta e riassunti in BARBERI *et al.* (1971) sono stati utilizzati per interpretazioni geodinamiche riconducibili a tre principali ipotesi alternative, basate sull'assunzione che esista una migrazione continua del magmatismo da ovest verso est.

La genesi e migrazione del magmatismo neogenico-quadernario dell'Appennino settentrionale veniva ritenuta legata a:

1) rotazione antioraria e subduzione verso Est della microplacca sardo-corsa al di sotto della penisola italiana con formazione di magmi calcoalcalini e potassici (ALVAREZ, 1972);

2) anatessi crustale indotta da una anomalia termica stazionaria del mantello tipo *hot-spot*; in questo caso l'apparente migrazione verso est del magmatismo dipenderebbe dal movimento verso ovest della litosfera con una velocità di circa 1 cm/anno (MARINELLI, 1975);

3) anatessi crustale in un ambiente geodinamico di tipo post- collisionale, nel quale la subduzione ha

da tempo esaurito il suo ruolo. In questo modello il magmatismo sarebbe la conseguenza dell'estensione della catena miocenica attraverso processi di *rifting* e progressivo assottigliamento crostale indotti dalla rotazione antioraria dell'Appennino (CIVETTA *et al.*, 1978).

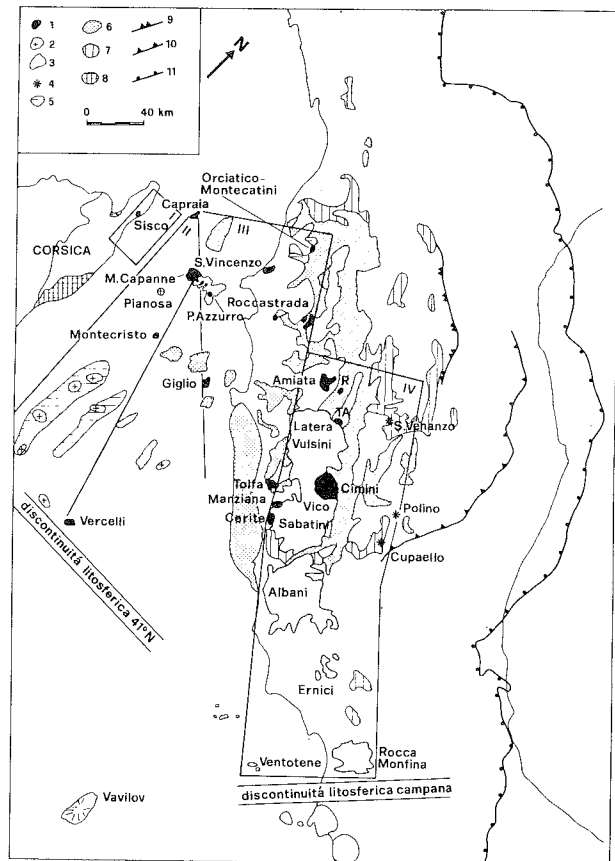


Fig. 5 - Distribuzione schematica delle rocce magmatiche dell'Appennino settentrionale e dei depositi sedimentari neogenico-quadernari ad esse associati (modificato da *Synthetic structural-kinematic map of Italy* Resp. P. SCANDONE).

1) Plutoniti e vulcaniti della Provincia Magmatica Toscana (PMT);

2) Corpi plutonici sepolti ripresi dalla *Synthetic structural-kinematic map of Italy*;

3) Vulcaniti della Provincia Magmatica Romana (PMR) nord-occidentale;

4) lave ad affinità kamaflugitica della PMR Nord-occidentale;

5, 6, 7, 8) Depositi sedimentari che coprono in discordanza settori della catena appenninica interessati dal *rifting*:

5) Tortoniano superiore - Messiniano pp (circa 10 - 6 Ma);

6) Messiniano pp - Piacenziano p.p. (circa 6 - 2.4 Ma);

7) Piacenziano pp - Pleistocene (circa 2.4 - 0.1 Ma);

8) Burdigaliano - Langhiano.

9, 10, 11) Per riferimento vengono riportati alcuni fronti di accavallamento:

9) Tortoniano;

10) Pliocene inferiore;

11) Pliocene superiore - Pleistocene.

Le aree interessate dal magmatismo delle quattro fasi distinte sono separate da linee continue ed identificate con I, II, III, IV.

Discontinuità litosferiche del 41° N e della Campania da SERRI (1990).



Negli anni ottanta l'interesse dei ricercatori si è prevalentemente rivolto verso studi geochimici, petrologici e geocronologici finalizzati soprattutto alla petrogenesi (VAN BERGEN *et al.*, 1983; POLI *et al.*, 1984; JUTEAU *et al.*, 1984; VAN BERGEN, 1985; FERRARA & TONARINI, 1985; PECCERILLO & MANETTI, 1985; BARBERI *et al.*, 1986; GIRAUD *et al.*, 1986; PINARELLI, 1987; PECCERILLO *et al.*, 1988; FERRARA *et al.*, 1989; POLI *et al.*, 1991).

### 3.2. CLASSIFICAZIONE ED AFFINITA'

La suddivisione del magmatismo del bordo tirrenico della penisola italiana in due province messe in relazione rispettivamente a magmi subcrostali (Provincia Magmatica Romana) e crostali (Provincia Anatettica Toscana), è una definizione di carattere genetico che è in qualche modo rimasta, seppur con successivi aggiustamenti e modificazioni, anche nella letteratura recente (MARINELLI, 1983; FERRARA & TONARINI, 1985).

I numerosi studi petrologici e geochimici della seconda metà degli anni ottanta hanno messo chiaramente in evidenza che solamente alcune rocce acide dell'areale toscano rappresentano prodotti di fusione parziale di materiale crustale che sembrano non avere interagito con magmi subcrostali. Pertanto il termine Provincia Toscana ha perso il significato genetico originario ed assume solamente una valenza geografico-geologica; cioè raggruppa una ampia varietà di magmi con origine diversa che hanno in comune almeno la distribuzione spaziale (Toscana meridionale e Lazio settentrionale) e temporale (Tortoniano - Pleistocene); ad essa viene qui riservato il nome di Provincia Magmatica Toscana (PMT, Fig. 5).

Anche il termine Provincia Romana ha perso l'originale concetto di comagmaticità dei prodotti che la costituiscono. La Provincia Magmatica Romana (PMR) è, dal punto di vista spazio-temporale e composizionale, molto più omogenea della PMT in quanto raggruppa tutto il magmatismo del bordo tirrenico della penisola italiana di età più recente di 0.6 - 0.7 Ma, secondo le nuove datazioni di VILLA & LAURENZI (1991). Il vulcanismo del Monte Amiata rappresenta l'unico esempio di attività della PMT coeva con quella della PMR. Anche i prodotti del distretto ultracalco umbro-laziale (STOPPA & VILLA, 1991) ed Abruzzese (BOSI *et al.*, 1991) possono essere considerati appartenere alla PMR.

Le rocce magmatiche neogenico-quadernarie dell'Appennino settentrionale vengono suddivise sulla base delle loro caratteristiche chimico-petrografiche e delle affinità petrogenetiche, come in parte anche suggerito da PECCERILLO *et al.* (1990), nei seguenti gruppi:

a) *rocce dominantemente anatettiche crostali* (PMT): includono i plutoni granitoidi e le vulcaniti di S. Vincenzo, Roccastrada e mostrano nel loro insieme una variazione composizionale relativamente ristretta. Le vulcaniti sono nella quasi totalità classificabili come rioliti di tipo subalcalino con i termini più bassi e

più alti in silice rispettivamente provenienti dai complessi vulcanici di San Vincenzo e di Roccastrada (Fig. 6A). Le rocce plutoniche mostrano uno spettro di variazione in silice più ampio delle vulcaniti. Dal punto di vista classificativo, secondo la terminologia di STRECKEISEN & LE MAITRE (1979), i prodotti dominanti sono monzograniti; localmente si ritrovano anche litotipi granodioritici, in genere come inclusioni mafiche, e sienogranitici, comunemente come facies leucocratiche (POLI *et al.*, 1991). È opportuno ricordare che la facies principale dell'intrusione del Monte Capanne è modalmente una granodiorite (MARINELLI, 1961). Nell'insieme le plutoniti presentano una variabilità composizionale molto più ampia delle vulcaniti, come si può desumere anche dal diagramma di Fig. 7.

b) *rocce dominantemente ibride* (PMT): derivano dall'estesa interazione di magmi crostali e subcrostali. Questo gruppo è rappresentato essenzialmente dai prodotti del Mt. Amiata e dei Monti Cimini. Le rocce di questi apparati presentano una ampia variazione composizionale secondo andamenti ben definiti e peculiari con gli alcali che rimangono sostanzialmente costanti (7-8%) al variare della silice, da 51 a 68%; i termini basici ed intermedi mostrano caratteri francamente alcalini mentre quelli acidi attraversano il limite fra campo alcalino e subalcalino (Fig. 6).

La classificazione di queste vulcaniti, ampiamente considerate come risultato della mescolanza di magmi acidi di anatessi crostali e basici di origine subcrostale appartenenti alla HKS della PMR (VAN BERGEN *et al.*, 1983; POLI *et al.*, 1984; VAN BERGEN, 1985), presenta qualche complicazione. Sulla base del TAS i termini più acidi del Monte Amiata sono classificabili come daciti, mentre quelli dei Monti Cimini come trachidaciti. In letteratura queste rocce vengono alternativamente definite come riodaciti e/o quarzolattiti. In virtù dei relativamente alti contenuti di  $K_2O_5\%$  e elevati rapporti  $K_2O/Na_2O$ , si propone, in accordo con le classificazioni basate sui diagrammi TAS (Fig. 6) e  $K_2O$  vs  $SiO_2$  (Fig. 7), di utilizzare per queste rocce il termine trachidaciti.

Le lave più basiche del Monte Amiata, conosciute nella letteratura come trachiti o trachiti femiche e le lave intermedie dei Monti Cimini possono essere più correttamente definite latiti ultrapotassiche ( $K_2O > 5\%$ ,  $K_2O/Na_2O > 2$ ,  $MgO > 3$ ; c.f. FOLEY *et al.*, 1987) in accordo con la nomenclatura adottata in questo lavoro (Fig. 6, 7, 9). Anche le lave più basiche appartenenti all'attività finale dei Monti Cimini, conosciute come olivin-latiti presentano caratteristiche composizionali tipiche di rocce ultrapotassiche alte in silice (Fig. 9,  $MgO = 7.6-8.5\%$  e  $SiO_2$ , su base anidra, compresa fra 54.3 e 56.0%; PUXEDDU, 1972). Rispetto alle lamproiti di Orciatico, Montecatini Val di Cecina e Torre Alfina (facies A, CONTICELLI, 1989) esse presentano contenuti di  $CaO$  e  $Al_2O_3$  leggermente più elevati e più bassi rapporti  $K_2O/Na_2O$ . Questi parametri evidenziano un carattere di transizionalità delle olivin-latiti ultrapotassiche (OLUK) tra le lamproiti toscane e i termini più primitivi della serie potassica (KS) della PMR

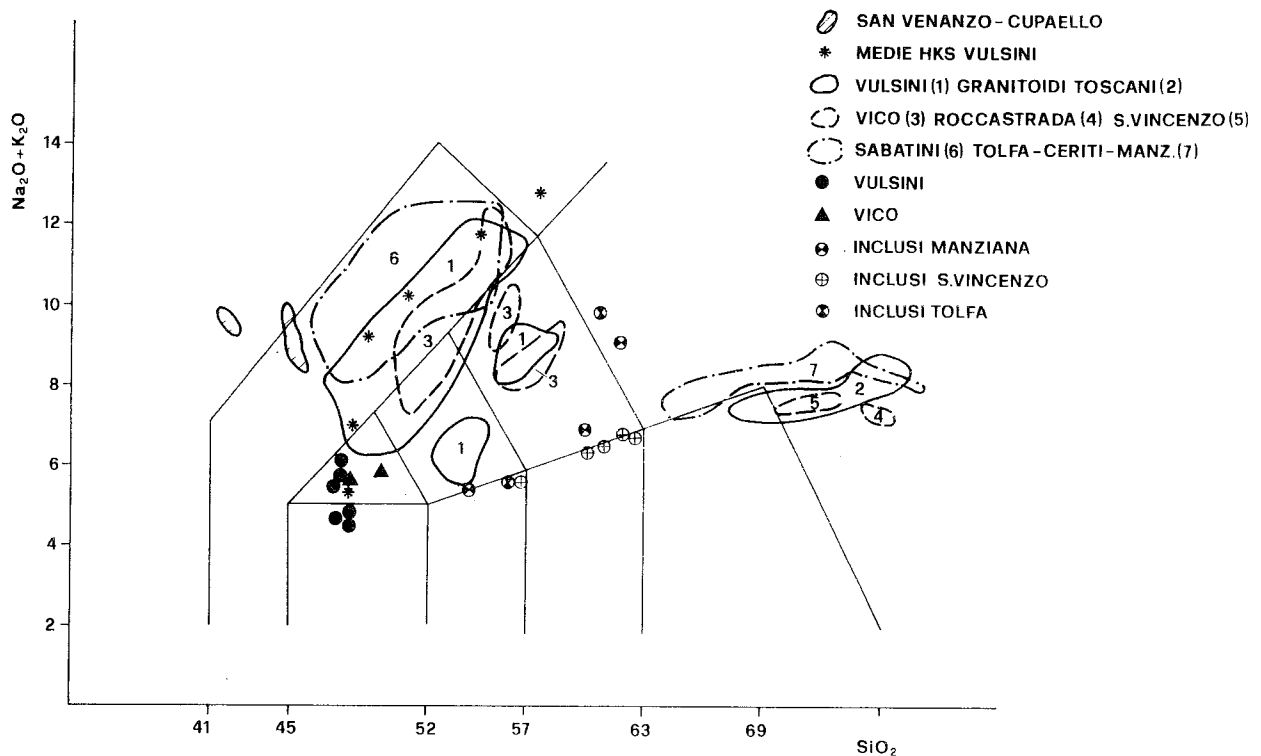
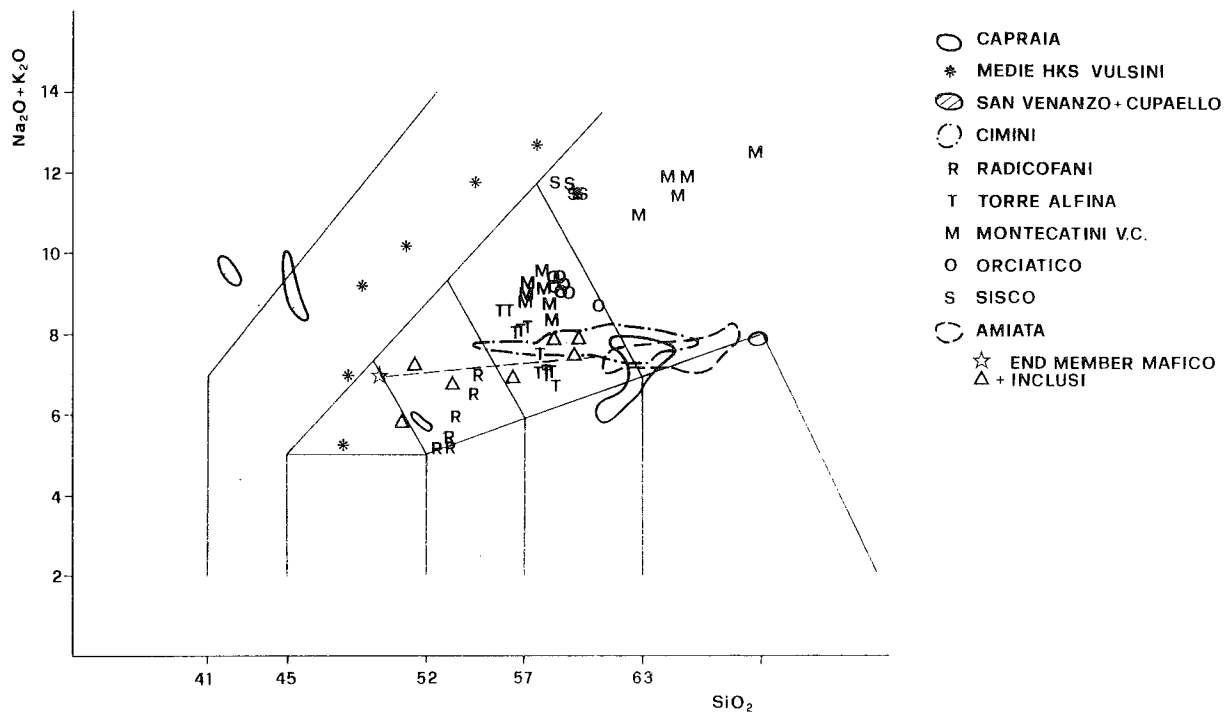


Fig. 6 - Diagramma alcali - silice (TAS, LE BAS *et al.*, 1986). Analisi riportate a 100 su base anidra.

I campi di variazione dei prodotti della PMR Nord-occidentale sono stati costruiti escludendo le rocce più evolute (trachiti e fonoliti). Dati utilizzati: Vulsini (HOLM *et al.*, 1982, ROGERS *et al.*, 1985, LANDI, 1990, NAPPI *et al.*, 1990, CONTICELLI, 1989); Vico (FLEHOC, 1990); Sabatini (ROVENNI, 1985, CONTICELLI, 1989). San Venanzo e Cupaello (GALLO *et al.*, 1984; PECCERILLO *et al.*, 1988, CONTICELLI, 1989). Con asterischi si identificano le medie dei vari litotipi della HKS dei Vulsini (HOLM *et al.*, 1982) che definiscono un *trend* di evoluzione dominato da differenziazione per cristallizzazione frazionata.

Prodotti primitivi della PMR: Vulsini (ROGERS *et al.*, 1985), Vico (FLEHOC, 1990).

Campi di variazione della PMT: Granitoidi toscani, esclusi inclusi magmatici (GIRAUD *et al.*, 1986; POLI *et al.*, 1990, 1991); Roccastrada, San Vincenzo e relative inclusioni magmatiche (GIRAUD *et al.*, 1986; FERRARA *et al.*, 1989); Tolfa - Ceriti - Manziana (CLAUSEN e HOLM, 1990; PINARELLI, 1991). Torre Alfina (PECCERILLO *et al.*, 1988; CONTICELLI, 1989). Orciatico e Montecatini Val di Cecina (PECCERILLO *et al.*, 1988; CONTICELLI *et al.*, 1992). Radicofani (INNOCENTI, 1967; D'ORAZIO, 1986). Monti Cimini (PUXEDDU, 1972; POLI *et al.*, 1974). Monte Amiata (VAN BERGEN *et al.*, 1983; VAN BERGEN, 1985; POLI *et al.*, 1984; GIRAUD *et al.*, 1986); Capraia (FRANCHI, 1981; BARBERI *et al.*, 1986).



campo che sconfina anche nella parte più alta del campo delle rocce alcaline; questa particolarità ha generato l'introduzione, per alcune rocce del Vico, del termine latiti a leucite (FLEHOC, 1991), che si consiglia di abbandonare. A scopo esemplificativo è stato riportato nei diagrammi di Fig. 6, 7, 8 e 9 l'andamento generale delle variazioni composizionali medie dei vari litotipi dell'associazione HKS dei Vulsini riportate in HOLM *et al.* (1982) e considerate da questi autori dovute essenzialmente a processi di differenziazione per cristallizzazione frazionata a bassa pressione. Le rocce HKS della PMR a nord di Roma mostrano caratteri chimici e mineralogici simili alle analoghe rocce di Roccamonfina ed Ernici, se si esclude una tendenza più spiccata alla primitività nei Vulsini (APPLETON, 1972; CIVETTA *et al.*, 1981; ROGERS *et al.*, 1985). A parte la frequente presenza di melilite ciò vale anche per le HKS degli Albani (PECCERILLO *et al.*, 1984).

d2) *rocce kamafugitiche* (KAM): appartengono alla PMR e sono caratterizzate dalla presenza di minerali fortemente sottosaturi quali kalsilite, melilite e perovskite, che si rinvencono principalmente a S. Venanzo e Cupaello (rispettivamente olivin-leucite melilitite e kalsilite-diopside melilitite, HOLM & MUNKSGAARD, 1982). Anche i prodotti di Polino, segnalati da STOPPA *et al.* (1990), possono in prima approssimazione, essere attribuiti a questo gruppo, in base all'insieme delle caratteristiche mineralogiche e geochimiche. Tra i prodotti più primitivi della HKS dei Vulsini si rinvencono lave che hanno grado di alcalinità nettamente meno elevato delle kamafugiti (Fig. 6, 9), ma che mostrano nei diagrammi classificativi CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e CaO-MgO forti analogie con le kamafugiti (Gruppo II; Fig. 8).

d3) *rocce lamproitiche* (LAMP): appartengono alla PMT e comprendono i corpi subvulcanici di Sisco (Corsica), Montecatini Val di Cecina, Orciatico. Anche le lave della facies A di Torre Alfina sono attribuite a questo gruppo (CONTICELLI, 1989). Dal punto di vista composizionale queste rocce mostrano relativamente alti contenuti in SiO<sub>2</sub> (56-60%, base anidra), MgO (6.5-9.5%) e Mg# (71-79) e sono caratterizzate dall'assenza di minerali fondamentali quali il plagioclasio, la leucite e la melilitite; i minerali potassici dominanti sono costituiti da una mica flogopitica, e da sanidino confinato nella pasta di fondo come, limitatamente a Sisco ed Orciatico, anche la K-richterite (WAGNER & VELDE, 1986). Olivina forsteritica e clinopirosseno diopsidico sono sempre presenti. Dal punto di vista normativo le lamproiti sono debolmente sovrassature in silice (Q 0.4 - 5.0%) e, nel caso di Sisco, anche peralcaline (PECCERILLO *et al.*, 1988). Nell'apparato di Torre Alfina sono presenti anche lave, riunite nella cosiddetta facies B (CONTICELLI, 1989), che si differenziano dalle lave della facies A per la presenza di flogopite ossidata e di xenocristalli di biotite e plagioclasio più o meno riassorbiti (CONTICELLI & PECCERILLO, 1990). Queste lave che si distinguono anche per contenuti più alti in SiO<sub>2</sub> e più bassi in K<sub>2</sub>O (Fig. 7) sono considerate come il risultato di circa il 30% di

assimilazione crostale a partire da un magma lamproitico tipo facies A (CONTICELLI, 1989). I caratteri mineralogici e chimici rendono i prodotti della facies B assai simili da un punto di vista classificativo alle olivin-latiti ultrapotassiche dei Monti Cimini (Fig. 7 e 9).

d4) *rocce olivin-latitiche ultrapotassiche* (OLUK): appartengono alla PMT; sono composizionalmente transizionali fra le lamproiti e i prodotti KS toscano-laziali. Si rinvencono ai Monti Cimini dove sono caratterizzate dalla concomitanza di relativamente elevati tenori in SiO<sub>2</sub> (54-57%), MgO (6.7-8.5%) e Mg# (71-76). Le fasi dominanti fra i fenocristalli sono il clinopirosseno diopsidico e l'olivina (Fo 88-93; POLI, 1985); sono anche presenti in quantità subordinate plagioclasio, sanidino e ortopirosseno. Come già detto,

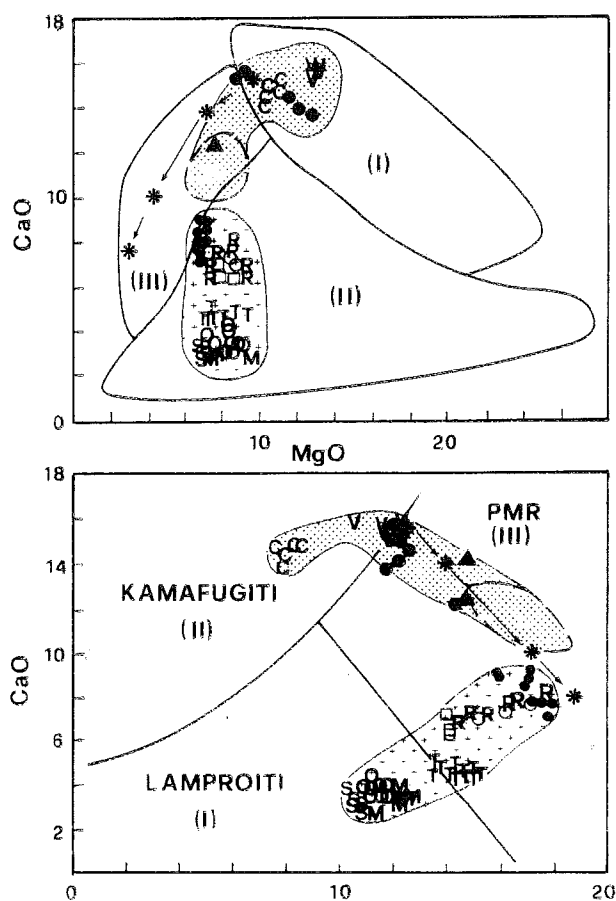


Fig. 8 - Diagrammi CaO vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e CaO vs MgO per la classificazione delle rocce ultrapotassiche, secondo FOLEY *et al.*, 1987, modificato da INNOCENTI *et al.*, 1991.

Sono state riportate solo le rocce più primitive con Mg#>65 e MgO>7%. Con i simboli C e V si identificano le lave di Cupaello e S. Venanzo, con quadrati vuoti le lave dei M. Cimini con MgO>7%. Oltre le lamproiti di Sisco (MgO 6.4 - 7.1%) vengono riportate anche le lave potassiche (KS) del vulcano di Latera (MgO 6.5 - 7.1%, pallini pieni di piccole dimensioni). I campi delimitati da linea tratteggiata si riferiscono alla KS campano-laziale (MgO>6%) di Roccamonfina, Ernici, Ventotene e Procida (APPLETON, 1972; CIVETTA *et al.*, 1981; METRICH *et al.*, 1990; BECCALUVA *et al.*, 1991). Altri simboli come in Fig. 6.

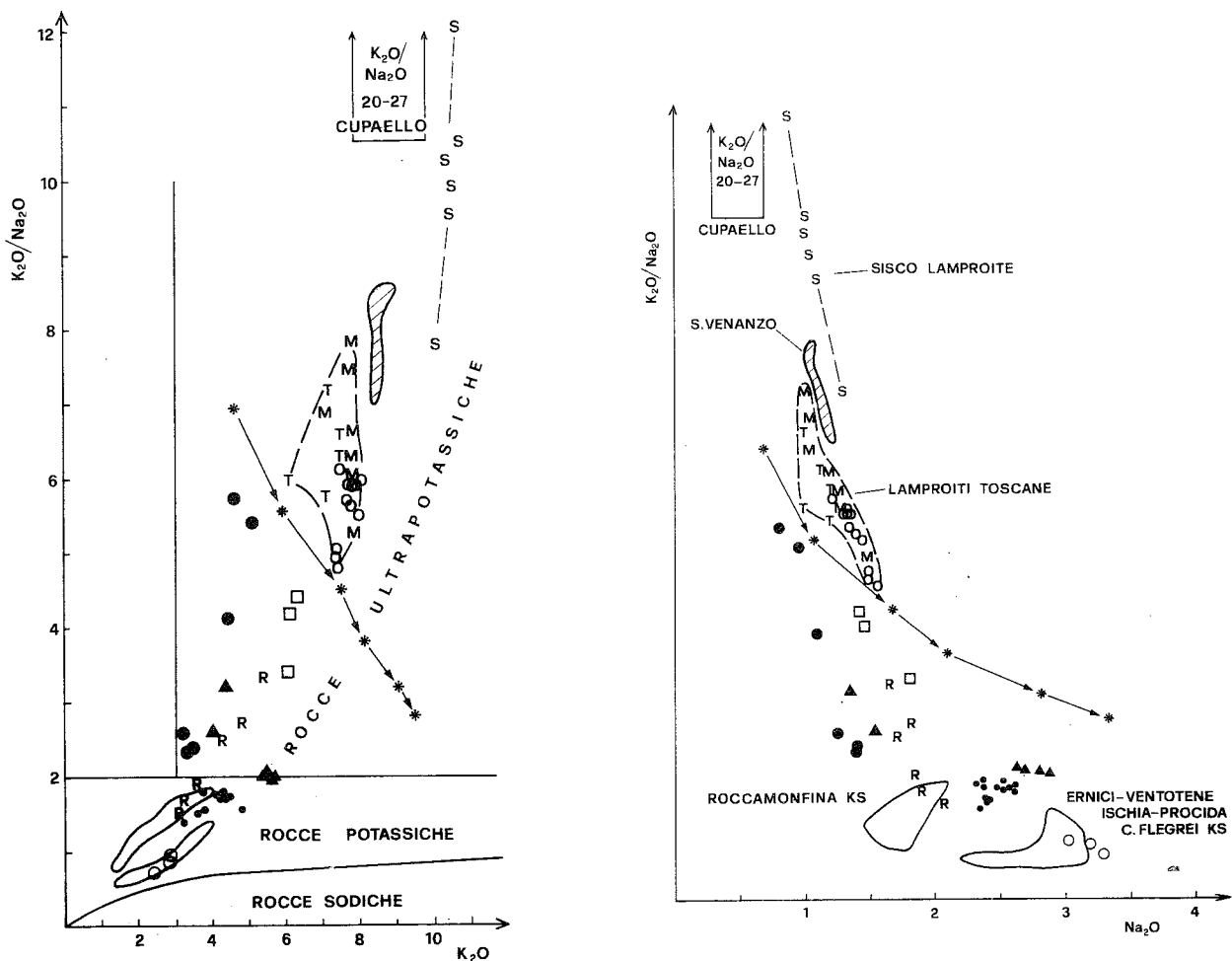


Fig. 9 - Diagrammi  $K_2O/Na_2O$  vs  $K_2O$  (A) e  $K_2O/Na_2O$  vs  $Na_2O$  (B) per la classificazione delle rocce vulcaniche in ultrapotassiche, potassiche e sodiche.

I campi di variazione delle rocce basiche ( $MgO > 6\%$ , eccetto Campi Flegrei  $MgO > 5\%$ ) delle KS campano-laziali: analisi riprese da APPLETON (1972), CIVETTA *et al.* (1981), ARMIENTI *et al.* (1983), METRICH *et al.* (1990) e BECCALUVA *et al.* (1991). Triangoli pieni piccoli, olivin-latiti di Vico ( $MgO$  5.5 - 6.7) da FLEHOC (1991). Cerchi vuoti, shoshoniti di Capraia da FRANCHI, (1981). Un campione della KS degli Ernici (ERN- 14) cade nel campo delle KS di Roccamonfina. Per Torre Alfina non sono riportati solo i dati della Facies B, considerata da CONTICELLI (1989) derivata dalla facies A per assimilazione crostale dell'ordine del 30%. Altri simboli come in Figg. 6 e 8.

anche le rocce della facies B di Torre Alfina possono essere definite olivin-latiti ultrapotassiche.

d5) *rocce shoshonitiche ultrapotassiche (SHUK)*: appartengono a questo gruppo solo alcune lave ultrapotassiche di Radicofani che cadono nel diagramma TAS nel campo delle shoshoniti. Esse hanno valori di  $SiO_2$  (54-55%),  $MgO$  (7.1-9.1%) e  $Mg\#$  (67-75) e mostrano evidenti caratteri di transizionalità verso le OLUK. Le fasi dominanti fra i fenocristalli sono il clinopirosseno diopsidico e l'olivina (Fo 85-87; POLI, 1985); il feldspato della pasta di fondo è quasi esclusivamente sanidino.

e) *rocce calco-alcaline alte in potassio (PMT)*: prodotti francamente calco-alcali si rinvencono solamente nell' isola di Capraia dove rappresentano la quasi totalità del primitivo sistema vulcanico (Fig. 6 e 7). Sono presenti subordinate rocce intermedie di natura latitica e limitatamente ad un centro vulcanico an-

che prodotti molto evoluti di composizione dacitica al limite con le rioliti (BARBERI *et al.*, 1986).

### 3.3. DISTRIBUZIONE SPAZIO-TEMPORALE

Un quadro sufficientemente particolareggiato della distribuzione spazio-temporale dei prodotti intrusivi e vulcanici dell'Appennino centro-settentrionale è oggi possibile sulla base di numerose nuove datazioni effettuate con metodologie diverse (K-Ar tradizionale,  $^{40}Ar/^{39}Ar$ , Rb-Sr, U-Pb). I dati disponibili fino al 1984 sono riportati in FERRARA & TONARINI (1985) e FORNASERI (1985); quelli successivi, unitamente alle misure effettuate sul corpo sub-intrusivo di Sisco, sono riassunti in Tab. 1.

L'insieme delle età è graficamente riassunto nella

Fig.10, che é stata costruita prendendo in considerazione solo datazioni Rb-Sr (biotite-roccia totale) per le rocce intrusive e K-Ar e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  per quelle vulcaniche. I dati sono stati diagrammati in funzione della loro posizione spaziale su un profilo WSW-ENE, passando per Bastia e Siena (Fig.5).

E' importante sottolineare che le nuove datazioni sulle vulcaniti dell'isola di Capraia e sulle plutoniti dell'Elba indicano un notevole ringiovanimento dell'inizio dell'attività, rispetto ai dati disponibili fino agli anni 70 (CIVETTA *et al.*, 1978), da 9.5 a 6.9 Ma nell'isola di Capraia (BARBERI *et al.*, 1986) e da 8.7 a 6.2 Ma per la messa in posto del plutone di Monte Capanne (JUTEAU *et al.*, 1984). Ciò rende difficilmente proponibile un modello di migrazione continua del magmatismo verso est e, al contrario, mette in evidenza la presenza di quattro principali fasi magmatiche, distinte nello spazio e nel tempo.

*Fase I:* è documentata in affioramento da un solo centro magmatico: l'intrusione subvulcanica di Sisco (Corsica). Su questa modesta intrusione di natura lamproitica (PECCERILLO *et al.*, 1988) sono disponibili tre determinazioni di età (FERAUD *et al.*, 1977; CIVETTA *et al.*, 1978; BELLON, 1981) che risultano comprese tra 13.5 e 15 Ma. Data l'esiguità e la peculiarità di questa manifestazione non é ancora chiaro il suo inquadramento geodinamico. Poichè essa mostra una notevole similitudine di affinità petrogenetica con le lamproiti toscane (4.1-0.8 Ma) riteniamo molto probabile che questa intrusione rappresenti la prima manifestazione legata alle fasi distensive post-collisione dell'areale toscano piuttosto che essere collegata agli stadi finali dell'arco magmatico della microplacca sardo-corsa.

*Fase II:* include i plutoni più occidentali di Montecristo, Vercelli e Mt. Capanne; si sviluppa essenzialmente nell'intervallo tra 7.3 e 6.2 Ma; in essa ricade anche il sistema vulcanico di Capraia, che si é costruito prevalentemente tra 6.9 e 6 Ma (BARBERI *et al.*, 1986); in questa isola il vulcanismo é però continuato, con una drastica riduzione di intensità, fino a circa 3.5 Ma.

*Fase III:* si sviluppa in un intervallo di età significativamente più recente (5.1-2.2 Ma); comprende le plutoniti di Porto Azzurro, Giglio, Campiglia, Gavorrano, Castel di Pietra; le apofisi granitoidi provenienti dalla perforazione profonda di Monteverdi (Larderello), appartengono sia dal punto di vista spaziale che temporale (3.8 Ma; VILLA *et al.*, 1987) a questa fase. Durante questo periodo si mettono in posto anche le vulcaniti acide di S. Vincenzo (4.7 Ma; FERRARA *et al.*, 1989) e le lamproiti di Orciatice e Montecatini Val di Cecina (4.1 Ma in CONTICELLI *et al.*, 1992). Il vulcanismo di Roccastrada (II fase; 2.5-2.2 Ma, Tab. 1) ed i prodotti del distretto tolfetano sono stati considerati come un prolungamento più recente di questa fase (Fig. 10).

*Fase IV:* inizia a 1.3 Ma con la messa in posto delle vulcaniti di Radicofani (D'ORAZIO *et al.*, 1991), dei Monti Cimini (1.3-0.9 Ma) e di Torre Alfina (0.8

Tabella 1 - Datazioni radiometriche su rocce magmatiche dell'area toscano-laziale-umbra

Minerale	Metodo	Età Ma	Bibliografia	
Mt. Vercelli	Kfs	K/Ar	7.19±.25	Barbieri <i>et al.</i> , 1986
Capraia	Bt	K/Ar	6.93-3.51	Barbieri <i>et al.</i> , 1986
Elba	Zr	U/Pb	6.20±.20	Juteau <i>et al.</i> , 1984
San Vincenzo	Bt	K/Ar	4.70±.30	Ferrara <i>et al.</i> , 1989
Orciatice	?	K/Ar	4.1	Conticelli <i>et al.</i> , 1991
Monteverdi (Larderello)	Bt	K/Ar	3.80±.10	Villa <i>et al.</i> , 1987
Tolfa	Sa	K/Ar	3.41-3.75	Ferrara <i>et al.</i> , 1988
Roccastrada	Bt	Rb/Sr	2.45±.10	Ferrara <i>et al.</i> , 1990
Roccastrada	Sa	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	2.15±.05	Villa, 1988
Radicofani	RT	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.30±.003	D'Orazio <i>et al.</i> , 1991
Cupaello	Kfs	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	<.636	Villa <i>et al.</i> , 1991
San Venanzo	Lct	K/Ar	.460±.002	Laurenzi & Villa, 1985
Polino	Sa	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	.40	Stoppa & Villa, 1991
Acquasparta	Sa	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	.39±.01	Stoppa & Villa, 1991
Mt. Amiata	Sa	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	.303-.287	Laurenzi & Villa, 1991
Sisco	RT	K/Ar	14.3±.4	Civetta <i>et al.</i> , 1978
	Kfs	"	15.4±.5	"
	Phl	"	15.3-14.4	"

RT, Roccia totale; Kfs, K-feldspato; Bt, Biotite; Sa, Sanidino; Phl, Flogopite; Lct, Leucite; Kfs, Kalsilite; Zr, Zirconio

Ma; FORNASERI, 1985). La fase principale di questo ciclo magmatico produce il vulcanismo ad affinità alcalino-potassica ed ultrapotassica della PMR ed inizia a 0.6 Ma nei Vulsini orientali e nei Sabatini orientali e a 0.4 Ma nel complesso vicano. La fase parossistica sembra aver luogo tra 0.45 e 0.35 Ma in tutta l'area a nord di Roma (BARBERI *et al.*, 1991). In questa periodo si mettono in posto anche i prodotti del distretto ultra-alcalino umbro-laziale (STOPPA & VILLA, 1991) e del Monte Amiata che è attivo in un ristretto periodo di tempo (0.30-0.20 Ma, BARBERI *et al.*, 1991; LAURENZI & VILLA, 1991). Le datazioni più recenti sui prodotti della PMR cadono nell'intervallo compreso fra 0.15 e 0.09 Ma nei Vulsini, Sabatini e Vico (BARBERI *et al.*, 1990, 1991).

L'evoluzione cronologica descritta, sebbene si basi ormai su un numero di determinazioni di età affidabili sufficientemente ampio, presenta ancora alcuni punti incerti che dovranno necessariamente essere chiariti per delineare un quadro evolutivo conclusivo. Essi sono:

a) Isola di Capraia: essa occupa una posizione cruciale, non solo per la sua localizzazione spazio-temporale, ma anche per la sua evoluzione petrogenetica, caratterizzata da una variazione di affinità da calcoalcalina a shoshonitica; le conoscenze geologiche e stratigrafiche di dettaglio sono tuttavia ancora incerte e ciò rende l'interpretazione del significato geodinamico di questo magmatismo ancora debole;

b) Isola d'Elba: la documentazione geocronologica sul magmatismo dell'Elba Centrale e, in minor misura anche dell'Elba orientale, é vecchia e largamente insufficiente. Le relazioni tra le età di messa in posto dei porfidi dell'Elba Centrale con le due masse intrusive del Mt. Capanne e di Porto Azzurro, di età significativamente diversa (~6.2 Ma contro ~5 Ma) devono ancora essere stabilite con certezza;

c) distretto Tolfa-Cerite-Manziana (per semplicità distretto tolfetano): in questa area esistono dati geocronologici moderni (Tolfa, 3.41-3.50 Ma e Manziana 3.55 Ma; VILLA *et al.*, 1989) che hanno rivisitato parte

delle precedenti misure; essi sono tuttavia puntuali e non sembrano coprire l'intero intervallo del magmatismo di questa regione. La notevole dispersione delle misure esistenti (Fig. 10) potrebbe comunque essere più un effetto dei metodi usati che non una reale estensione dell'attività ignea;

### 3.4. INQUADRAMENTO PETROGENETICO

Come si è visto nei precedenti paragrafi nell'Appennino settentrionale sono presenti associazioni di rocce con affinità petrogenetica distinta; per esse sono state proposte numerose, diverse e talora complesse ipotesi genetiche che di seguito vengono riportate nelle loro linee essenziali.

Le rocce acide toscane sono state per lungo tempo considerate totalmente di origine crostale in accordo al modello proposto su basi geologiche e petrografiche da MARINELLI (1961) e sostenuto in seguito anche attraverso dati isotopici (TURI & TAYLOR, 1976). Successivi studi di carattere geochimico e petrologico hanno ristretto le rocce di pura origine anatettica ad alcune rioliti di San Vincenzo e del distretto tolfetano e a quelle di Roccastrada (GIRAUD *et al.*, 1986; PINARELLI, 1987; FERRARA *et al.*, 1989). La distribuzione di alcuni elementi in traccia quali Li, Rb, U, Th, Pb non sembra in completo accordo con una genesi diretta dei liquidi silicatici da una sorgente di tipo pelitico analoga a quella rinvenuta nel basamento toscano, tanto da far avanzare da GIRAUD *et al.* (1986) l'ipotesi che i magmi anatettici siano stati selettivamente contaminati da fluidi derivati dalla crosta profonda, eventualmente modificata da più antichi fluidi provenienti da una zona di subduzione. Per quanto riguarda le rocce intrusive, recentemente POLI (1991) modellizzando la distribuzione degli elementi in traccia, ritiene che solo le facies leucogranitiche presenti localmente nelle intrusioni del Giglio, Montecristo ed Elba rappresentino liquidi peralluminosi generati per anatessi di una sorgente metasedimentaria. La variabilità composizionale osservata nelle diverse intrusioni sarebbe il risultato di processi di mescolamento con magmi relativamente più basici, a loro volta prodotti attraverso un meccanismo complesso di ibridizzazione (mescolamento più frazionamento, MFC) tra un magma subcrostale, di composizione probabilmente simile a quella delle lave di Capraia, ed uno crostale. Anche altri autori (VOLLMER, 1977; GIRAUD *et al.*, 1986) sostengono, particolarmente per l'intrusione del M. Capanne, modelli di mescolamento tra magmi anatettici e subcrostali di tipo alcalino-potassico. Tali ipotesi sono state poi estese anche alle vulcaniti del Monte Amiata, dei Monti Cimini e del distretto tolfetano, dove è stato suggerito che il termine basico del mescolamento sia composizionalmente analogo ai prodotti HKS della PMR (VAN BERGEN *et al.*, 1983; VAN BERGEN, 1985; POLI *et al.*, 1984; GIRAUD *et al.*, 1986) oppure di natura andesitica nel caso di San Vincenzo (FERRARA *et al.*, 1989) e Manziana (PINARELLI, 1987). Comunque

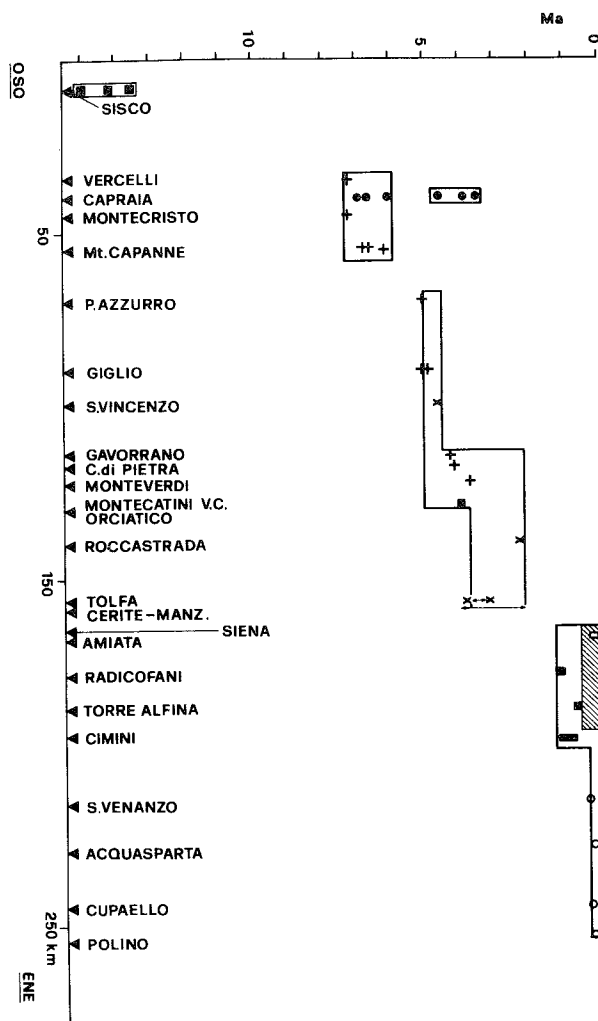


Fig. 10 - Diagramma età (Ma) - distanza (km) per le rocce vulcaniche e intrusive neogenico-quadernarie dell'Appennino settentrionale.

Le distanze sono state calcolate proiettando la posizione dei centri vulcanici e plutonici normalmente ad una linea OSO-ENE passante per Bastia e Siena.

Dati geocronologici ripresi da: FERNASERI, 1985; FERRARA *et al.*, 1989, VILLA *et al.*, 1989 (Tolfa-Cerite-Manziana, Mt. Cimini e Torre Alfina); BARBERI *et al.*, 1986 (Capraia); JUTEAU *et al.*, 1984 (Elba, Mt. Capanne); SAUPE' *et al.*, 1982 (Elba, Porto Azzurro); VILLA *et al.*, 1987 (Monteverdi, Larderello); FERRARA *et al.*, 1990 (San Vincenzo e Roccastrada); FERRARA *et al.*, 1977, CIVETTA *et al.*, 1978, BELLON, 1981 (Sisco); D'Orazio *et al.*, 1991 (Radicofani); CONTICELLI *et al.*, 1992 (Montecatini Val di Cecina ed Orciatico); LAURENZI e VILLA, 1991, BARBERI *et al.*, 1991 (Mt. Amiata).

Per gli altri plutoni granitoidi sono riportate le età Rb/Sr biotite/roccia totale riassunte in FERRARA e TONARINI, 1985, tranne che per il plutone granitico del monte sottomarino Vercelli, BARBIERI *et al.*, 1986. Distretto ultra-alcalino umbro-laziale (San Venanzo, Cupaello, Acquasparta, Polino), STOPPA e VILLA, 1991. Provincia Magmatica Romana a Nord di Roma (Vulsini, Vico e Sabatini, campo rettangolare racchiuso da linea continua) LAURENZI e VILLA, comunic. pers.

Per il sill di Sisco e le vulcaniti del distretto tolfetano-cerite-manziane sono riportati gli intervalli di variazione delle età misurate.

Alcune datazioni radiometriche sono riportate in Tab. 1.

le evidenze più chiare di questo processo di mescolamento derivano dallo studio dei prodotti lavici e degli inclusi di San Vincenzo dove il magma subcrostale è stato considerato isotopicamente simile ai magmi potassici dell'area Campi Flegrei-Ischia-Vesuvio (FERRARA *et al.*, 1986). E' opportuno ricordare che per le lave del distretto tolfetano CLAUSEN & HOLM (1990) ipotizzano una loro derivazione per fusione diretta, all'interno del mantello, di materiale crostale subdotto; i prodotti così formati sarebbero stati successivamente interessati nei singoli sistemi vulcanici da processi di cristallizzazione frazionata, senza significativa assimilazione crostale.

La petrogenesi dei magmi della PMR è complessa. È opportuno, per ragioni di semplicità, separare in questa sinossi i processi evolutivi che avvengono essenzialmente all'interno della crosta (cristallizzazione frazionata, assimilazione, mescolamento, arricchimento selettivo per interazione tra magma e fluidi idrotermali e altri) e che giocano ruoli diversi a seconda delle caratteristiche vulcano-strutturali dei diversi apparati, dai processi profondi, che generano magmi primari o comunque vicini a quelli primari. Nel caso delle rocce dell'areale toscano-laziale, i processi del primo tipo sono particolarmente importanti tanto da rendere difficoltosa la identificazione di prodotti primitivi. La raccolta di dati di composizione isotopica effettuati su scala dell'intera PMR e PMT, ha fatto avanzare l'ipotesi che la pluralità dei prodotti derivi fondamentalmente da un processo di mescolamento tra un termine anatettico di tipo toscano e uno subcrostale (TURI & TAYLOR, 1976; VOLLMER, 1976; FERRARA *et al.*, 1985). Tale meccanismo è stato ristretto da alcuni autori (HAWKESWORTH & VOLLMER, 1979) ai prodotti del settore settentrionale (Vulsini-Vico-Sabatini). Nel settore a sud di Roma sono stati invece riconosciuti come dominanti magmi prodotti in un mantello variamente arricchito (HURLEY *et al.*, 1966; APPLETON, 1972; COX *et al.*, 1976; HAWKESWORTH & VOLLMER, 1979; CIVETTA *et al.*, 1981; PECCERILLO *et al.*, 1984; FERRARA *et al.*, 1985). Questa ipotesi è stata largamente accettata; tuttavia i successivi studi hanno approfondito e si sono diversificati sui meccanismi e sulle modalità di arricchimento del mantello. In particolare è stato suggerito che l'arricchimento in K ed in elementi associati quali Th, Rb, La e Terre Rare leggere, Ba, Sr sia legato fondamentalmente alla presenza nella sorgente di un componente sedimentario, introdotto attraverso un processo di subduzione (THOMPSON, 1977; HOLM & MUNKSGAARD, 1982; ROGERS *et al.*, 1985; BECCALUVA *et al.*, 1985; 1991; PECCERILLO, 1985; PECCERILLO & MANETTI, 1985; CIVETTA *et al.*, 1989; CONTICELLI, 1989). In particolare ROGERS *et al.* (1985) hanno descritto le variazioni isotopiche e geochemiche dei magmi primitivi della PMR in termini di mescolamento tra tre componenti rappresentati rispettivamente da: i) una sorgente tipo MORB; ii) un componente a basso contenuto in K ed alto Th/Ta, Ba/Nb e Sr/Nd; iii) un componente ad alto contenuto in K, basso rapporto Sm/Nd, anomalia negativa di Eu ed altissimo Th/Ta. Il terzo com-

ponente riflette la presenza di sedimenti che stabilizzerebbero la flogopite nel mantello al di sopra di una zona di subduzione. Questo modello è stato successivamente esteso da ELLAM *et al.* (1989) a gran parte del vulcanismo quaternario italiano (PMR, Isole Eolie ed Etna) con l'utilizzazione specifica degli isotopi di Pb; è stata così precisata la natura di due dei componenti il primo dei quali sarebbe analogo ad una sorgente pre-subduzione a  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  relativamente elevato e come quella che ha originato i magmi dell'Etna, mentre il secondo sarebbe derivato dalla crosta oceanica basaltica subdotta.

Il problema della genesi dei magmi alcalino-potassici italiani è stato affrontato a scala regionale anche da BECCALUVA *et al.*, (1985, 1991) i quali hanno suddiviso la PMR in due province geograficamente e geochemicamente distinte (Provincia Centro-Campana: Campi Flegrei, Procida, Ischia, Vesuvio) e (Provincia Romana nord-occidentale: Roccamonfina, Ernici, Albani, Sabatini, Vico e Vulsini). I magmi di queste due province mostrano rapporti Ba/Th, Ba/Rb, P/Ce, Zr/Nb e Y/Nb sistematicamente diversi; ciò ha permesso di distinguere due domini di mantello caratterizzati da sorgenti pre-subduzione distinte che avrebbero subito arricchimenti attraverso l'aggiunta di componenti potassici di differenti composizioni. Secondo tale modello l'arricchimento del mantello in K ed elementi associati, avviene per una reazione di ibridizzazione a variabili proporzioni (3-20%) di un liquido derivato dalla fusione parziale di sedimenti terrigeni subdotti, ricchi in frazione carbonatica (BECCALUVA *et al.*, 1985). Il residuo lasciato dalla fusione dei sedimenti dovrebbe essere caratterizzato da dominante granato e da una fase mineralogica ricca in Ti-Ta-Nb, cioè di quegli elementi relativamente impoveriti nei magmi della PMR nord-occidentale. La natura dei componenti viene specificata meglio in un recente lavoro (BECCALUVA *et al.*, 1991) nel quale si ipotizza 1) che il mantello pre-subduzione sia simile a quello da cui derivano le tholeiiti delle isole oceaniche e 2) che il componente con basso contenuto in K ed alto Sr/Nd (o Sr/Ce) sia collegato ad arricchimenti via-fusi carbonatici piuttosto che alla deidratazione di una crosta oceanica subdotta come supposto da ELLAM *et al.*, 1989. In contrasto con questi ultimi autori è stato messo in evidenza che i componenti che hanno arricchito in K<sub>2</sub>O le sorgenti di mantello dei magmi potassici delle Isole Eolie e della PMR nord-occidentale sono nettamente distinti (SERRI, 1990).

Le kamafugiti di S. Venanzo e Cupaello, come proposto da HOLM & MUNKSGAARD (1982), si inquadrano dal punto di vista petrogenetico nel vulcanismo della Provincia Romana nord occidentale; infatti la sorgente di queste rocce può essere ottenuta con l'aggiunta di un componente arricchito in potassio ed elementi associati anch'esso derivabile da sedimenti terrigeni ricchi in frazione carbonatica (PECCERILLO *et al.*, 1988).

Le lamproiti toscane sono in generale ritenute essersi formate attraverso una fusione parziale idrata a



profondità minori di 50 km di un mantello pre-subduzione fortemente residuale e successivamente arricchito da un componente potassico derivato da sedimenti terrigeni subdotti che avrebbe stabilizzato una mica flogopitica (PECCERILLO *et al.*, 1988, CONTICELLI, 1989, FOLEY & VENTURELLI, 1989; CONTICELLI *et al.*, 1992).

Nell'insieme tutte le ipotesi che abbiamo ricordato, tendono a sottolineare il fatto che la genesi dei magmi primitivi della PMR nord-occidentale, le kamafugiti, le lamproiti ed alcune delle rocce basiche ed intermedie della PMT risalgono a sorgenti di mantello modificate dominantemente da componenti derivati dalla crosta continentale superiore (*upper crustal reservoir*) trasportata in profondità da un processo di subduzione. Questo processo di contaminazione del mantello sembra avere un carattere generalizzato a tutta l'area campionata dai vari magmi a nord di una discontinuità strutturale che attraversa la piana del Volturno e separa Ischia da Ventotene, ed è stato messo in relazione a subduzione di litosfera continentale (SERRI, 1990).

#### 4. DISCUSSIONE

##### 4.1. PETROGENESI

I dati geochimici e petrologici fino ad oggi disponibili in letteratura indicano che la genesi del magmatismo neogenico-quadernario dell'Appennino settentrionale può essere ricondotta alla interazione fra due serie di componenti petrologicamente e geochimicamente appartenenti a due sistemi differenti: crosta e mantello.  $\text{SiO}_2$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ , in virtù dell'eccezionalmente ampio campo di variazione mostrato (Fig. 11), sono fra i parametri che meglio esprimono in maniera sinottica l'insieme dei processi petrogenetici di primo ordine che presiedono alla genesi ed evoluzione di questo magmatismo.

Nonostante che esistano numerosi dati sulla quasi totalità dei centri vulcanici e plutonici della regione non sono mai stati trovati rapporti isotopici iniziali di Sr più bassi di 0.7072; questo dato da solo esclude che il comune mantello astenosferico (sorgenti MORB e OIB, vedi Fig. 12) sia coinvolto in maniera importante nella genesi di questo magmatismo. I prodotti più primitivi ( $\text{Mg}\# > 67$ ), considerati di derivazione diretta per fusione parziale del mantello superiore, definiscono un campo di variazione molto ampio (Fig. 11) i cui limiti sono rappresentati dalle shoshoniti di Capraia ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  0.7077 - 0.7087,  $\text{SiO}_2$  51.5-52.5% base anidra-), le kamafugiti di San Venanzo e Cupaello ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  0.7104 - 0.7112,  $\text{SiO}_2$  42.5-44%), le lamproiti toscane ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  0.7159 - 0.7167,  $\text{SiO}_2$  58-59.5%) e di Sisco ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  0.7123,  $\text{SiO}_2$  57.5%). Le rocce primitive della HKS (Vulsini, Vico) mostrano  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  variabili (0.7081 - 0.7107) mentre i termini più basici della KS (shoshoniti di Latera), pur presen-

tando analoghi rapporti isotopici di Sr (0.7099 - 0.7101), si differenziano per contenuti in silice sensibilmente più elevati. All'interno di questi prodotti di origine subcrustale possono essere distinte due gruppi di rocce caratterizzate da gradi di saturazione in silice diversi:

gruppo I (LAMP-OLUK-SHUK-KS tosco-laziali): consiste di rocce alcaline con termini da olivin-ipersten-normativi (shoshoniti di Latera, Radicofani e Capraia e olivin-latiti ultrapotassiche dei Monti Cimini e le shoshoniti ultrapotassiche di Radicofani) fino a Q-normativi (lamproiti, che nel caso di Sisco sono anche iperalcaline);

gruppo II (KAM e HKS): è costituito da rocce fortemente alcaline con termini a composizione variabile da nefelin normativa (Vico) a kaliofilite, silicato di Ca normativa (San Venanzo), fino a prodotti con marcati caratteri di iperalcalinità e sottosaturazione (Cupaello);

Questi due gruppi delineano andamenti nettamente separati e divergenti rispettivamente con correlazione inversa (HKS e KAM) e diretta (KS, LAMP, SHUK e OL-UK) fra  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  e  $\text{SiO}_2$  (Fig. 11B). Tali variazioni sono interpretate come dovute essenzialmente a processi di arricchimento del mantello (metasomatismo) che hanno prodotto sorgenti mineralogicamente e geochimicamente eterogenee (mantello eterogeneo arricchito). Inoltre la Fig. 11B mette in evidenza come processi di interazione (assimilazione e/o mescolamento) fra magmi subcrustali e crostali, rappresentati dai prodotti acidi toscani, non possono avere determinato gli andamenti fondamentali osservati nelle rocce più primitive.

##### 4.1.1. INTERAZIONE FRA MAGMI CROSTALI E SUBCROSTALI

I granitoidi toscani presentano un intervallo di variazione del rapporto isotopico iniziale di Sr (0.7115 - 0.720) molto ampio associato ad una relativa uniformità del contenuto in silice (67.5 - 73%; Fig. 11A). Nell'insieme essi si dispongono secondo un andamento che si sovrappone al *trend* di mescolamento descritto dalle rioliti di San Vincenzo e le loro inclusioni magmatiche di composizione latitica (Fig. 11B). Questi inclusi sono considerati essere derivati da magmi ibridi, in quanto contengono xenocristalli di olivina forsteritica e clinopirosseno diopsidico ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0.70772 - 0.70776), rappresentativi della composizione isotopica del componente basico, e xenocristalli di plagioclasio ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0.71490 - 0.71425), biotite ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0.70974 - 0.70989), ortopirosseno e quarzo derivati da magmi più acidi. La modellizzazione del processo di mescolamento ha permesso di identificare i due termini estremi rappresentati rispettivamente da un magma riolitico di anatessi crostale di una sorgente pelitica ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  0.721 e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ~0.5121-0.5122) e da un liquido basico subcrustale con  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ~ 0.7077 e tenori in Sr >> 1500 ppm (FERRARA *et al.*, 1989). In affioramento sono rinvenibili prodotti probabilmente vicini al componente crostale rappresentati dalle lave riolitiche con  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  = 0.721-0.725 e Sr = 100-120

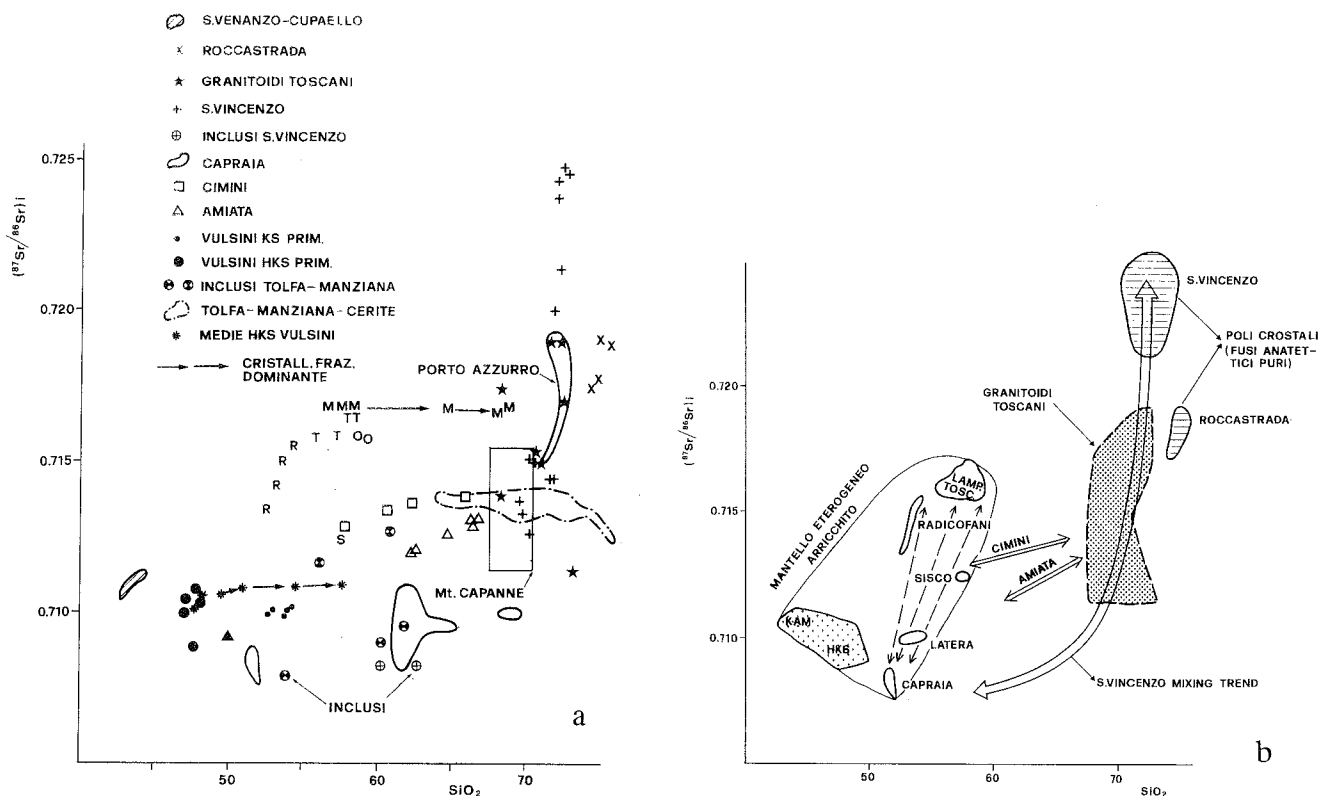


Fig. 11 - Diagramma  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  vs  $\text{SiO}_2$  (base anidra)

(A) dati ripresi da: HOLM *et al.*, 1982; HOLM e Munksgaard, 1982; ROGERS *et al.*, 1985; HAWKESWORTH e VOLLMER, 1979; FLEHOC, 1991 (Vulsini, Vico e Sabatini); POLI *et al.*, 1984 (Amiata, Cimini); GIRAUD *et al.*, 1986; FERRARA *et al.*, 1989 (S. Vincenzo e Roccastrada). Granitoidi toscani: SAUPE' *et al.*, 1982 (Porto Azzurro); Giglio, Gavorrano e Montecristo da FERRARA e TONARINI, 1985 per  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  e POLI *et al.*, 1990 per  $\text{SiO}_2$ , come medie della facies principale; per il plutone di Monte Capanne è stato riportato un campo che si riferisce ai valori minimi e massimi della facies principale  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  da FERRARA e TONARINI, 1985 e JUTEAU *et al.* 1984, e  $\text{SiO}_2$  da GIRAUD *et al.*, 1986 e POLI *et al.*, 1990 - PECCERILLO *et al.*, 1988 e CONTICELLI, 1989 (S. Venanzo) - PECCERILLO *et al.*, 1988; CONTICELLI, 1989 e CONTICELLI *et al.*, 1992 (Orciatice, Montecatini Val di Cecina, Torre Alfina, Sisco) - POLI *et al.*, 1984 (Amiata, Cimini e Radicofani) - FRANCHI, 1981 e BARBERI *et al.*, 1986 (Capraia) - PINARELLI, 1991 e CLAUSEN e HOLM, 1990 per le lave e gli inclusi del distretto tolfetano.

(B) sintesi interpretativa del magmatismo dell'Appennino settentrionale con evidenziati i poli cristali principali (Roccastrada e San Vincenzo), il trend di mixing delle lave ed inclusi di San Vincenzo; i due gruppi (I-trend saturo: Capraia-LAMP toscane; II-trend sottosaturo: HKS-KAM) rappresentano due diverse zone del mantello eterogeneo, arricchito da distinti componenti. Nel campo dei granitoidi toscani sono inclusi anche i dati delle rocce porfiriche dell'Elba.

ppm. Componenti estremi molto diversi in Sr determinano nel piano  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , come modellizzato a San Vincenzo, un andamento fortemente iperbolico che produce una variazione di  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  molto ampia (0.721- 0.713) mantenendo tenori in silice all'interno delle composizioni riolitiche anche per percentuali di mescolamento piccole (~10%).

La distribuzione dei granitoidi toscani, con particolare riferimento al Monte Capanne ed a Porto Azzurro (Fig. 11A), suggerisce che anche per queste rocce abbiano avuto un ruolo importante i processi di mescolamento fra magmi cristali tipo San Vincenzo/Roccastrada e subcristali con  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.711$ , che POLI (1992) considera essere rappresentati dalle vulcaniti basiche della Capraia caratterizzate da contenuti in Sr fra 300 e 400 ppm. Si deve tuttavia notare che l'identificazione delle caratteristiche geochimiche primarie del componente basico del processo di mescolamento rimane ancora un problema aperto in quanto i dati fino

ad ora disponibili sui magmi shoshonitici (KS) di Capraia mostrano di fatto tenori in Sr (375-395 ppm, FRANCHI, 1981) troppo bassi, di un fattore ~2, per poter giustificare le variazioni di  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e Sr osservate nei granitoidi dell'isola d'Elba (vedi Fig. 8 e 11 rispettivamente in GIRAUD *et al.*, 1986; POLI, 1992).

Anche le lave primarie del distretto tolfetano (trachidaciti secondo la classificazione-TAS, Fig 6) sono considerate essenzialmente di origine crostale; esse tuttavia mostrano un trend evolutivo, totalmente differente rispetto ai granitoidi, caratterizzato da una notevole variazione di  $\text{SiO}_2$  con rapporti  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  poco variabili (Fig. 11A). In prima approssimazione, questo andamento viene legato, come nel caso delle HKS dei Vulsini (HOLM *et al.*, 1982) e dei prodotti di Montecatini Val di Cecina (CONTICELLI *et al.*, 1992), principalmente a meccanismi di differenziazione per cristallizzazione frazionata senza che i processi di assimilazione crostale abbiano avuto un ruolo importante

(CLAUSEN & HOLM, 1990; PINARELLI, 1991). Il ritrovamento di due gruppi di inclusi magmatici ibridi di composizione basica ed intermedia nei complessi di Manziiana ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0.70791-0.70962) e Tolfa ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0.71173-0.71270) ha suggerito che siano stati operativi anche processi di mescolamento con almeno due tipi diversi di magmi subcrostali i quali hanno prodotto gli effetti più evidenti nelle rocce riolitiche (PINARELLI, 1991). Clinopirosseni ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0.70718-0.70943) e plagioclasti ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0.70821-0.71441) separati dagli inclusi di Manziiana, oltre a confermare la natura ibrida degli stessi, indicano, in analogia con il complesso vulcanico di San Vincenzo, che il termine subcrostale abbia  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  intorno a 0.7072 (FERRARA *et al.*, 1990 a,b). Gli elevati valori di  $\text{K}_2\text{O}$  (4.3-7.1),  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7117-0.7127) e  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (2.5-3.0) degli inclusi ibridi di composizione intermedia della Tolfa (Fig. 6, 7 e 11) suggeriscono che in questo distretto il termine basico del mescolamento sia di natura ultrapotassica, tipo HKS (PINARELLI, 1991).

Il Monte Amiata ed i Monti Cimini sono i complessi vulcanici dell'Appennino settentrionale dove il mescolamento fra magmi è stato da tempo ampiamente documentato. In entrambi i casi il termine basico è stato considerato appartenere alle HKS, mentre quello acido ha caratteristiche simili ai magmi anatectici cristallini della PMT (VAN BERGEN *et al.*, 1983; POLI *et al.*, 1984; VAN BERGEN, 1985). L'ampia variazione composizionale degli inclusi magmatici presenti nel Monte Amiata ha permesso a VAN BERGEN (1985) di avanzare l'ipotesi che il termine basico abbia una composizione del tutto simile a quella delle leucititi tefritiche della PMR. La chiara correlazione negativa fra  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{SiO}_2$  (Fig.7) mostra che l'*end-member* basico dei Monti Cimini è composizionalmente distinto da quello del Monte Amiata. Infatti le olivin-latiti ultrapotassiche dell'attività finale dei Cimini presentano caratteristiche di primitività ( $\text{Mg}\#$  74.6-76.0 e  $\text{MgO}$  7.46-8.48%, PUXEDDU, 1972) tali da poter ragionevolmente essere considerate come rappresentative del componente basico.

In conclusione la petrogenesi delle rocce acide toscane, del Monte Amiata, dei Monti Cimini e del distretto tolfetano è caratterizzata dalla presenza di importanti processi di mescolamento tra termini acidi di origine crostale e diversi tipi di magmi subcrostali con caratteristiche isotopiche e composizionali nettamente distinte (Fig. 11 A e B). In particolare si individuano termini basici appartenenti alla HKS al Monte Amiata ed alla Tolfa, mentre ai Monti Cimini questo termine è costituito dalle olivin-latiti ultrapotassiche. Per quanto riguarda i granitoidi elbani, e le rioliti di San Vincenzo e di Manziiana si può concludere che i componenti basici ipotizzati nei processi di mescolamento presentano rapporti isotopici di Sr più bassi fra i prodotti affioranti della PMR e della PMT dell'Appennino settentrionale, ma composizioni chimiche che non è possibile univocamente vincolare sulla base dei dati attualmente esistenti.

#### 4.1.2. MAGMI SUBCROSTALI E PROCESSI DI ARRICCHIMENTO DEL MANTELLO

La revisione effettuata consente di mettere in evidenza (Fig. 11B) che il mantello che ha dato origine al magmatismo dell'Appennino settentrionale ha subito due di processi di arricchimento nettamente differenti. Essi hanno determinato la formazione di regioni sorgenti separate a cui è possibile far risalire:

1) i magmi da debolmente sottosaturi (shoshoniti di Capraia, Radicofani, Latera) a sovrassaturi (lamproiti), che per semplicità qui denominiamo comprensivamente come *trend* saturo (gruppo I);

2) i prodotti da fortemente sottosaturi (HKS) ad estremamente sottosaturi (KAM), qui raggruppati come *trend* sottosaturo (gruppo II).

In entrambi i gruppi il processo di arricchimento in  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  del mantello è positivamente correlato con il  $\text{K}_2\text{O}$  che varia nel *trend* saturo dal 2.5-3% delle shoshoniti di Capraia al 7-8% delle lamproiti toscane fino al 10-10.5% di quelle di Sisco; per il *trend* sottosaturo l'incremento del  $\text{K}_2\text{O}$  è grosso modo della stessa grandezza e passa dal 3-4% delle basaniti a leucite dei Vulsini e Vico all' 8-9.5% delle kamafugiti (Fig. 7).

Il problema della identificazione del tipo, natura e numero dei componenti che hanno concorso alla formazione delle sorgenti dei magmi dei due *trends* è molto complesso. L'analisi dei dati disponibili permette di avanzare una schema petrogenetico (Tab. 2) secondo il quale la genesi delle sorgenti del *trend* saturo può essere spiegata con due componenti mentre per il *trend* sottosaturo si prospettano due soluzioni alternative secondo un sistema a due o a tre componenti. Il concetto guida della discussione che segue è quello di tentare di spiegare le variazioni osservate in entrambi i *trends* con il numero minimo di variabili: e cioè con un modello secondo il quale l'arricchimento del mantello ha avuto luogo per ognuna delle sorgenti dei due *trends* attraverso metasomatismo prodotto da un unico componente; è ovviamente sempre possibile trovare soluzioni più complesse aumentando il numero delle variabili.

Il diagramma  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $\text{Ce}/\text{Sr}$  (Fig. 12), utilizzato per studiare la natura dei componenti che hanno arricchito il mantello della PMR nord-occidentale (BECCALUVA *et al.*, 1985; 1991) è riportato in fig. 12. I prodotti più primitivi del *trend* sottosaturo della HKS di Vico e Vulsini e le kamafugiti di San Venanzo e Cupaello si allineano secondo l'andamento mostrato dalle rocce più primitive della KS e HKS degli Ernici e di Roccamonfina, estendendone la correlazione a più alti rapporti isotopici di Sr; ciò indica che il componente ricco in  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , e quindi in  $\text{K}_2\text{O}$ , che ha metasomatizzato il mantello sorgente della PMR nord-occidentale doveva essere relativamente omogeneo in un settore litosferico molto ampio come quello che va dal Lazio settentrionale/Umbria alla Campania nord-occidentale e doveva avere rapporti  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.712$  e  $\text{Ce}/\text{Sr} \sim 0.10 - 0.20$ . Ciò restringe la scelta dei materiali da cui ha avuto origine il componente metasomatiz-

zante a materiali della crosta continentale. Per quanto riguarda il componente basico è stato ipotizzato (BECALUVA *et al.*, 1991) un mantello pre-arricchimento in K con contenuti di Sr più elevati, e quindi rapporti Ce/Sr più bassi rispetto alle comuni sorgenti dei MORB e OIB (Fig. 12), che è stato prodotto attraverso apporti metasomatici per azioni di fusi ad affinità carbonatitica. Questa ipotesi a due componenti trova una spiegazione più ragionevole se il mantello pre-arricchimento in K è localizzato nella parte più profonda della litosfera (TBL: 'thermal boundary layer', Tab. 2) modificata dalla infiltrazione di fusi carbonatitici profondi.

Il *trend* saturo, pur mostrando una correlazione con una maggior dispersione dei punti, consente di porre chiari vincoli alle caratteristiche del componente ricco in K<sub>2</sub>O: e cioè  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.717-0.718$  e rapporti Ce/Sr > 0.3. Questi limiti puntano su un componente derivabile da materiali tipo sedimenti terrigeni privi di frazione carbonatica (*upper crustal reservoir*, c.f. TAYLOR & MCLENNAN 1985). Evidentemente questo materiale non necessariamente deve risiedere nella parte superiore della crosta; infatti sono relativamente comuni anche nell'area dell'Europa centrale e del Mediterraneo granuliti acide di bassa crosta non restitiche di composizione comparabile alle argilliti post-Archeane australiane (DOWNES *et al.*, 1990; CAGGIANELLI *et al.*, 1991). Il tipo di correlazione mostrato dalle rocce primitive appartenenti a questo *trend* non consente di caratterizzare geochimicamente in modo univoco il

mantello pre-arricchimento in K. Ciò non deve sorprendere in quanto esse includono prodotti di età e posizione geografica molto diverse: dai 14 Ma circa di Sisco a 0.16-0.14 Ma delle shoshoniti di Latera.

Informazioni sulle caratteristiche del mantello sorgente delle rocce del *trend* saturo possono essere ottenute esaminando i contenuti e rapporti fra CaO ed Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dei prodotti più primitivi. L'abbondanza di tali ossidi può essere messa in relazione con il rapporto ortopirosseno/clinopirosseno della roccia sorgente indicativo del grado di residualità. Infatti è stato osservato sperimentalmente (FALLOON *et al.*, 1989) che la fusione parziale di una peridotite a spinello a 10 Kb lascia un residuo con rapporto CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> che aumenta da 0.8 a circa 1.2 col crescere della quantità di liquido prodotto; nel caso che il clinopirosseno venga completamente consumato, nella roccia restitica (harzburgite priva di cpx) questo rapporto diminuisce drasticamente fino a ridursi a valori prossimi allo zero se il residuo è tendenzialmente dunitico (Fig. 13).

Le rocce dei *trend* saturo e sottosaturo, sono nettamente separate anche in termini di contenuti in CaO (Fig. 8) e dei rapporti CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Fig. 13) e CaO/Na<sub>2</sub>O (Fig. 14). Esse presentano rispettivamente correlazioni positive e negative fra CaO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

All'interno del *trend* sottosaturo una posizione a parte è occupata dalle kamafugiti di Cupaello che si distinguono chiaramente per tenori di Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> molto bassi e rapporti CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e CaO/Na<sub>2</sub>O estremamente elevati. Considerando i prodotti della KS della PMR

**Tabella 2 - Schema petrogenetico del magmatismo neogenico-quadernario dell' Appennino settentrionale**

Sorgenti pre-arricchimento	Agenti Metasomatizzanti	Sorgenti arricchite	Magmi derivati	Area di affioramento
<b>Trend saturo</b>				
Harzburgite a grado di residualità variabile MBL (mechanical boundary layer)	povero in Na, Ca e ricco in Si, Al K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O > 6-7, Ce/Sr > 0.3 87Sr/86Sr > 0.717 143Nd/144Nd = .5121-.5120 Crosta continentale bassa in Sr: ex: sedimenti terrigeni e/o granuliti acide non-restitiche	Harzburgiti con flogopite eterogenee	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Shoshoniti</li> <li>• olivin-latiti ultrapotassiche</li> <li>• lamproiti</li> </ul>	Radiconfani, Latera Capraia Radiconfani, Cimini Sisco Montecatini V. di Cecina Orciatico
<b>Trend sottosaturo</b>				
1) IPOTESI A DUE COMPONENTI				
Lherzolite a grado di residualità variabile TBL (thermal boundary layer) arricchito in Sr e Ca (fuso carbonatitico)	povero in Na, Si e ricco in Ca K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O > 8-9 Ce/Sr > 0.1-0.2 87Sr/86Sr > 0.712 143Nd/144Nd = .5120-.5119 Crosta continentale ricca in Sr: ex: sedimenti terrigeni con frazione carbonatica (10-20%)	variabili da wehrliti/olivini-clinopirosseniti con flogopite a lherzoliti con flogopite	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Melilititi (kamafugiti)</li> <li>• Leucititi (HKS)</li> <li>• Basaniti a leucite (HKS)</li> <li>• Leucititi tefritiche (HKS)</li> <li>• Basalti a leucite (KS)</li> <li>• Basalti shoshonitici (KS)</li> </ul>	Cupaello, San Venanzo Vulsini Vico, Vulsini Ernici, Roccamonfina Ernici Roccamonfina
2) IPOTESI A TRE COMPONENTI				
Lherzolite a grado di residualità variabile astenosfera tipo MORB+OIB	1) un componente con caratteri simili a quello del trend saturo ma 143Nd/144Nd (0.5120-0.5119) e 87Sr/86Sr più bassi Crosta continentale bassa in Sr 2) un componente alto in Sr, Ca e Sr/Ce << 0.1 derivato da metasedimenti carbonatici	variabili da wehrliti/olivini-clinopirosseniti con flogopite a lherzoliti con flogopite	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Melilititi (kamafugiti)</li> <li>• Leucititi (HKS)</li> <li>• Basaniti a leucite (HKS)</li> <li>• Leucititi tefritiche (HKS)</li> <li>• Basalti a leucite (KS)</li> <li>• Basalti shoshonitici (KS)</li> </ul>	Cupaello, San Venanzo Vulsini Vico, Vulsini Ernici, Roccamonfina Ernici Roccamonfina

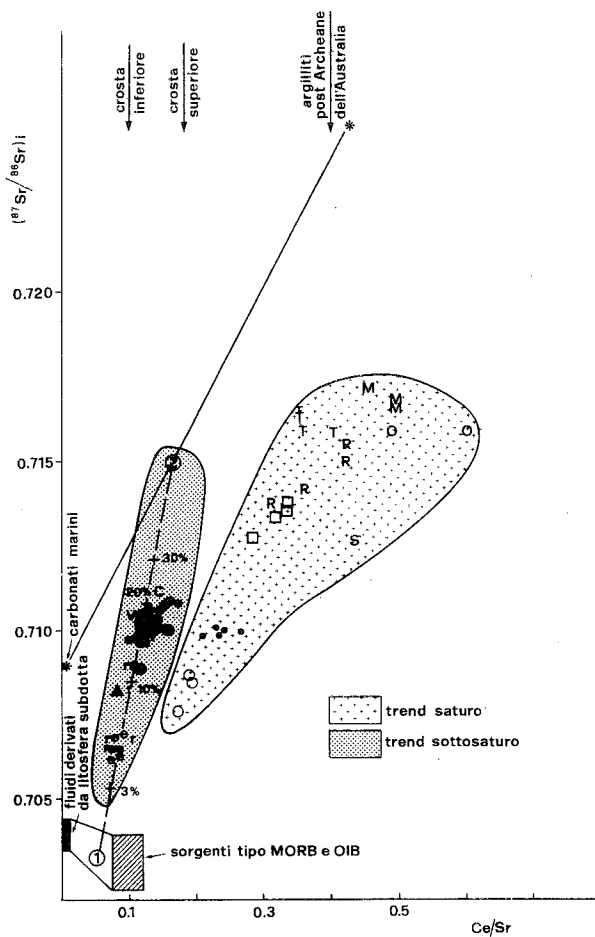


Fig. 12 - Diagramma  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  vs  $\text{Ce}/\text{Sr}$  da BECCALUVA *et al.*, 1991. I simboli r ed e si riferiscono ai prodotti primitivi delle KS e HKS di Roccamonfina e degli Ernici. Le frecce piene indicano i valori medi del rapporto  $\text{Ce}/\text{Sr}$  della Crosta Inferiore, Crosta Superiore e Argilliti Australiane post-Archeane (PAAS), tratti da TAYLOR e MC LENNAN (1985) Altri simboli come in Figg. 6, 8 e 9.

nord-occidentale si nota che l'incremento della sottosaturazione fra prodotti primitivi ol-hy (KS di Roccamonfina) e ne-normativi (KS degli Ernici) fino a magmi lc-kp-cs-normativi (San Venanzo) è accompagnato da una netta diminuzione di  $\text{Al}_2\text{O}_3$  associata ad aumento di  $\text{CaO}$  e dei rapporti  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  (Fig. 8, 12, 13 e 14). Nel trend saturo il notevole incremento di  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dalle shoshoniti di Capraia e Latera alle lamproiti toscane è associato ad una drastica riduzione dei tenori in  $\text{CaO}$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , e dei rapporti  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , mentre i valori di  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  rimangono sostanzialmente costanti. Questi andamenti nettamente divergenti possono solo trovare adeguata spiegazione se si ipotizzano per i magmi dei trends sottosaturo e saturo sorgenti di mantello con contenuti di clinopirosseno rispettivamente molto elevato e molto basso.

La eccezionalmente ampia variazione dei rapporti  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  consente di tentare ulteriori vincoli alla composizione della sorgente (Fig. 14). In particolare il componente metasomatizzante ricco in

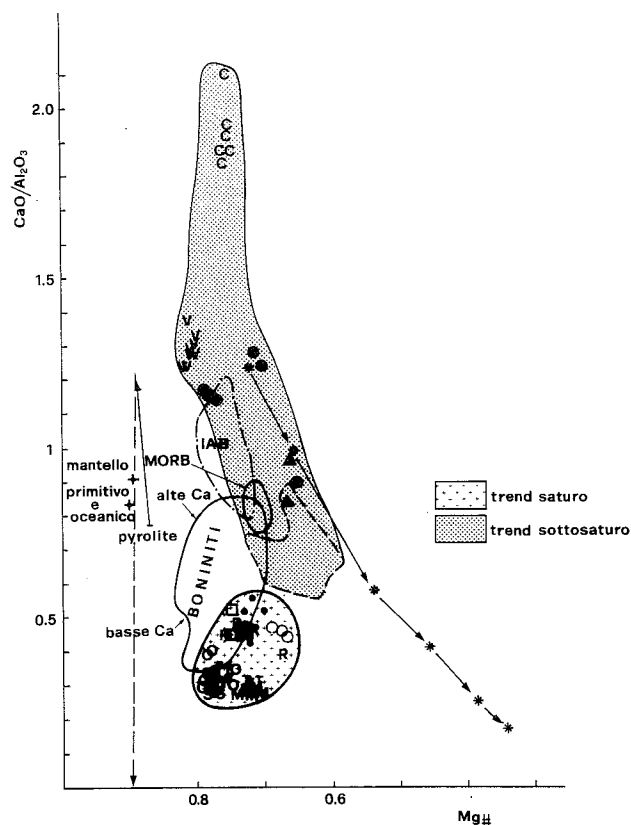


Fig. 13 - Diagramma  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\text{Mg}\#$ . Come in Fig. 8 sono riportati i prodotti primitivi dell'Appennino settentrionale e delle KS campano-laziali. Con asterischi si identificano le medie dei vari litotipi della HKS dei Vulsini presi da HOLM *et al.* (1982), i cui trend di evoluzione sono dominati da differenziazione per cristallizzazione frazionata. I campi dei magmi primitivi oceanici (basalti di dorsale e di arco, boninitici), che sono considerati di fusione diretta di peridotiti a spinello a vario grado di residualità, sono presi da BECCALUVA e SERRI, 1988. Stime del mantello primordiale ed oceanico Fanerozoico da PALME e NICKEL, 1985. Le frecce sulla linea a tratto continuo e tratteggiato (rispettivamente lherzoliti / harzburgiti con cpx e harzburgiti senza cpx / duniti) si riferiscono alla variazione composizionale dei residui di fusione parziale all'equilibrio totale di una peridotite pirolitica in facies a spinello (FALLOON *et al.*, 1989). Altri simboli come in Figg. 6, 8 e 9.

potassio del trend saturo doveva avere rapporti  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  almeno maggiori di 6-7 (nel caso di Sisco > 9-10). I rapporti  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  (2-4), sostanzialmente costanti non possono essere direttamente attribuiti al componente ricco in potassio in quanto, dato il relativamente basso contenuto in  $\text{Ca}$  di queste rocce, essi potrebbero essere dovuti all'effetto tampone di clinopirosseno residuale durante i processi di fusione parziale che hanno prodotto i magmi del trend saturo. Al contrario i rapporti  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  di queste rocce (0.6-0.3, Fig. 13) dovevano essere comunque anomalmente bassi anche nelle sorgenti di mantello, come accade anche nella petrogenesi dei magmi boninitici bassi in calcio. Ciò potrebbe essere dovuto o ad una sorgente estremamente residuale priva di clinopirosseno oppure, più verosimilmente, all'apporto di  $\text{Al}_2\text{O}_3$  da parte del

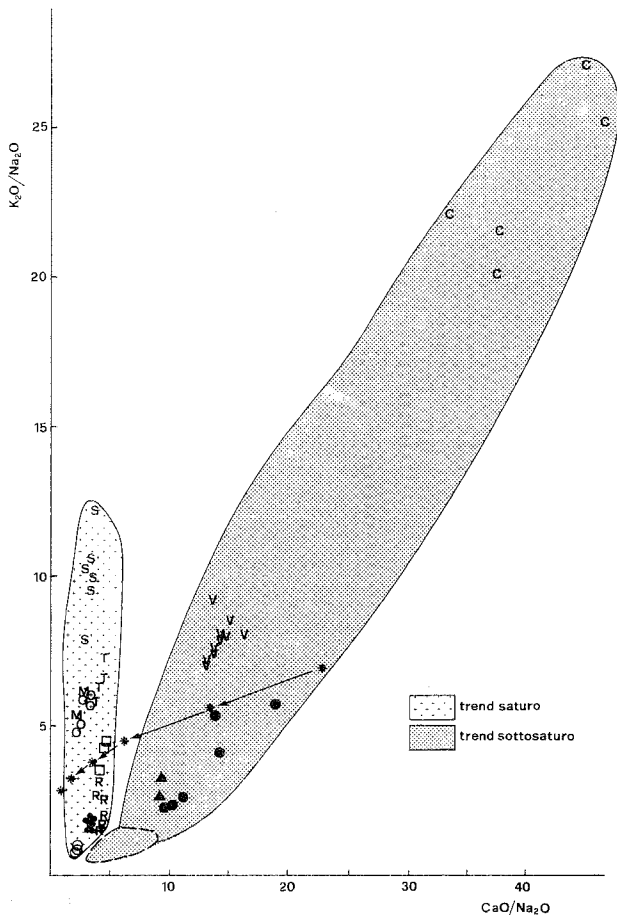


Fig. 14 - Diagramma  $K_2O/Na_2O$  vs  $CaO/Na_2O$ .  
 Simboli e campi come in Fig. 13.

componente ricco in potassio che produrrebbe flogopite per reazione con il mantello. In questo caso il rapporto  $CaO/Al_2O_3$ , che è comunemente maggiore di 0.9 nelle harzburgiti residuali con clinopirosseno, potrebbe diminuire fino a raggiungere valori (minori di 0.6) compatibili con la variazione osservata per le rocce del *trend saturo*. Contenuti sistematicamente più bassi di Ca, Al, Na e Sc delle lamproiti rispetto alle shoshoniti, SHUK, e OLUK suggeriscono che le sorgenti di queste ultime avevano gradi di residualità meno spinti del mantello da cui si sono originate le rocce lamproitiche. La diminuzione di  $Na_2O$  (Fig. 9),  $CaO$  (Fig. 8 e 13) all'aumentare del rapporto  $K_2O/Na_2O$  indica che il componente ricco in potassio doveva avere contenuti estremamente bassi di Na e Ca. Pertanto l'ipotesi che questo componente derivi da materiali tipo sedimenti terrigeni privi di frazione carbonatica (*upper crustal reservoir*, c.f. TAYLOR & MCLENNAN, 1985) è in accordo anche con i vincoli posti dagli elementi maggiori quali K, Na, Ca e Al. Questa conclusione trova verifica nella presenza di una significativa correlazione positiva fra  $SiO_2$  e  $^{87}Sr/^{87}Sr$  (fig. 11) che suggerisce per il componente metasomatizzante un contenuto di silice molto più elevato di quello del mantello pre-arricchimento in K.

Nell'ipotesi di un arricchimento del mantello da parte di un solo componente la netta correlazione mo-

strata (Fig. 14) dai prodotti più primitivi del *trend sottosaturo* suggerisce che esso sia caratterizzato da rapporti  $K_2O/Na_2O > 8-9$ ,  $CaO/Na_2O$  e tenori di  $CaO$  molto elevati (Fig. 8), ma contenuti di  $Na_2O$  (Fig. 9) estremamente bassi; per le kamafugiti di Cupaello tale componente avrebbe rapporti  $K_2O/Na_2O > 35-40$  e  $CaO/Na_2O$  ancora più elevati. Se consideriamo la generale correlazione negativa  $SiO_2$  vs  $^{87}Sr/^{87}Sr$  (Fig. 11) e l'incremento del grado di sottosaturazione dei magmi all'aumentare dei rapporti  $K_2O/Na_2O$ , si può prospettare l'ipotesi che il contenuto in silice del componente metasomatizzante fosse inferiore a quello del mantello pre-arricchimento in K. La soluzione di questo problema non è univoca. I più comuni materiali cristallini con elevati contenuti di  $CaO$ ,  $SiO_2$  inferiore a 45% e  $CaO/Na_2O$  molto alti sono le rocce carbonatiche. Queste rocce da sole non possono spiegare gli elevatissimi rapporti  $K_2O/Na_2O > 9$  e  $^{87}Sr/^{86}Sr > 0.712$ , e  $Ce/Sr \sim 0.10-0.20$  del componente metasomatizzante. Una ipotesi ragionevole è stata proposta da BECCALUVA *et al.* (1985) secondo i quali questo componente è un liquido che deriva dalla fusione parziale di sedimenti terrigeni subdotti contenenti una importante (10-20%) frazione carbonatica. I più bassi contenuti di Na, Al e Sc delle rocce kamafugitiche e leucitiche rispetto alle basaniti a leucite e basalti alcalini potassici suggeriscono gradi di residualità più spinti nelle sorgenti delle rocce più sottosature.

È comunque possibile generare le variazioni geochemiche ed isotopiche osservate nelle rocce primitive del *trend sottosaturo* invocando uno schema petrogeologico a tre componenti (Tab. 2) e cioè:

A) un comune mantello astenosferico tipo MORB-OIB

B) un componente ricco in Sr, Ca e con elevati rapporti Sr/Ce derivato o da un fuso carbonatico o da metasedimenti carbonatici subdotti;

C) un componente derivato da subduzione di materiale della crosta superiore e/o inferiore non-restitica.

Le peculiarità di questi modelli risiedono nel fatto che la sorgente pre-arricchimento viene spostata dalla litosfera (due componenti) alla astenosfera (tre componenti) con implicazioni importanti sul dispositivo geodinamico che presiede i processi di metasomatismo del mantello e di genesi dei magmi.

Nel diagramma  $^{87}Sr/^{87}Sr$  e  $^{143}Nd/^{144}Nd$  (Fig. 15) sono riportati i dati disponibili sull'insieme delle rocce della PMT e PMR nord-occidentale che include anche le KS e HKS di Roccamonfina: i due *trends* precedentemente distinti sono ben differenziabili. Assumendo come base un modello a due componenti, i dati delle rocce del *trend sottosaturo* indicano che il componente ricco in K deve essere caratterizzato da  $^{87}Sr/^{87}Sr > 0.710-0.712$  e  $^{143}Nd/^{144}Nd < 0.5120$ . L'andamento grosso modo rettilineo (Fig. 15) suggerisce che il rapporto Sr/Nd dei due *end-members* doveva essere relativamente simile. Se assumiamo come riferimento i valori dei rapporti isotopici delle rocce cristalline dell'Europa centrale ( $^{143}Nd/^{144}Nd > 0.5116$ ; LIEW & HOFFMANN, 1988, DOWNES *et al.* 1990) e del Mediterraneo

centrale ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} > 0.5119$ ; JUTEAU *et al.*, 1986; CAGGIANELLI *et al.*, 1991) la correlazione osservata restringe il rapporto  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  del componente crostale a valori minori di 0.715-0.716.

L'andamento del *trend* saturo, pur non essendo sufficientemente definito in tutti i suoi particolari a causa di un numero limitato di dati, è delineato da rocce di composizione isotopica così diversa da determinare una iperbole con una curvatura molto accentuata. Ciò indica che i due *end members* avevano rapporti Sr/Nd molto diversi e che il componente derivato dalla crosta superiore aveva rapporti  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  molto simili a quelli delle lamproiti toscane. Sebbene non sia possibile risalire alle composizioni isotopiche del mantello pre-arricchimento, i dati di un incluso basico ibrido di Manziaia (Fig. 15) nettamente spostate verso la terra totale, suggeriscono che l'*end-member* mantellico potesse rientrare, almeno per il rapporto  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , all'interno del mantello impoverito. Anche dati inediti delle shoshoniti di Capraia (FERRARA & TONARINI, com. pers.) sembrano sostenere questa ipotesi.

Le rioliti di San Vincenzo e le loro inclusioni magmatiche descrivono un ben definito *trend* di mescolamento nel quale il polo crostale è caratterizzato da rapporti  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  mediamente più elevati di quelli che hanno dato origine al componente che ha arricchito il mantello da cui si sono formate le lamproiti toscane

ed in generale le rocce del *trend* saturo. Anche le rioliti di Roccastrada riflettono una analoga composizione crostale. Al contrario le sorgenti crostali coinvolte nella genesi ed evoluzione dei granitoidi del Monte Capanne, delle lave acide del Monte Amiata e del distretto tolfetano sono dal punto di vista del  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  simili al componente crostale che ha metasomatizzato il mantello delle lamproiti.

## 5. CONCLUSIONI

### 5.1. SCHEMA PETROGENETICO

I dati discussi consentono di prospettare uno schema petrogenetico che riguarda l'origine del magmatismo basico ed intermedio dell'Appennino Settentrionale; tale schema è sinteticamente esposto nella Tabella 2.

Il modello petrogenetico proposto prevede che i prodotti primitivi di origine subcrustale siano generati dall'attivazione differenziale di due sorgenti di mantello fisicamente separate e al loro interno eterogenee:

1) mantello fortemente residuale di tipo harzburgitico recentemente arricchito in K probabilmente localizzato nel MBL (*mechanical boundary layer*) del

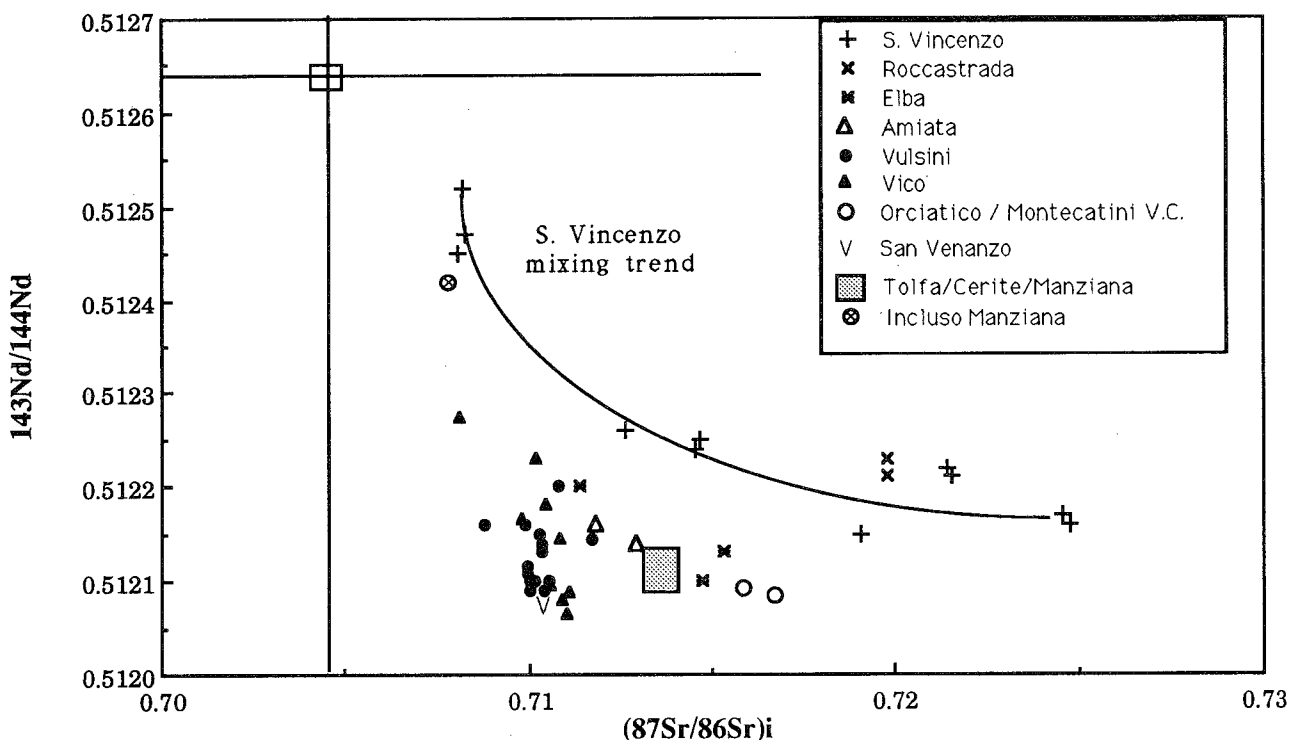


Fig. 15 - Diagramma  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  iniziale per le rocce magmatiche toscane, umbre e del Lazio settentrionale. dati ripresi da: ROGER *et al.*, 1985, HAWKESWORTH e VOLLMER, 1979, FLEHOC, 1991 (Vulsini, Vico e Sabatini); HAWKESWORTH e VOLLMER, 1979; (Amiata); HAWKESWORTH e VOLLMER, 1979, FERRARA *et al.*, 1989 (S. Vincenzo) - HAWKESWORTH e VOLLMER, 1979 (Roccastrada) - JUTEAU *et al.* 1986 (Elba) - CONTICELLI, 1989 (S. Venanzo) - CONTICELLI *et al.*, 1992 (Orciatico, Montecatini Val di Cecina); Per  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  delle rocce di Roccamonfina vengono riportati rispettivamente i dati di ROGERS *et al.* 1985 e HAWKESWORTH e VOLLMER, 1979; da FERRARA *et al.*, 1990a vengono riportati i dati dell'incluso a più alto  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  di Manziaia ed il campo dei valori minimi e massimi del distretto tolfetano. La curva 'San Vincenzo mixing trend' è puramente indicativa.

settore litosferico tosco-laziale: da tale sorgente derivano i magmi del *trend* saturo ;

2) mantello recentemente metasomatizzato, anormalmente arricchito in K e ricco in clinopirosseno, di composizione variabile da lherzolite a wehrlite/olivin-clinopirossenite probabilmente localizzato nel mantello astenosferico e/o nel TBL (*thermal boundary layer*): da esso prendono origine i magmi del *trend* sottosaturo della PMR nord-occidentale.

Di seguito verranno riassunti i principali dati che consentono di caratterizzare le due sorgenti distinte.

### Mineralogia delle sorgenti.

1) *Trend saturo* - Per quanto riguarda le lamproiti esiste una ampia convergenza sull'ipotesi che esse derivino dalla fusione parziale idrata a profondità minori di 50 km di un mantello fortemente residuale (PECCELLI *et al.*, 1988; CONTICELLI, 1989; FOLEY & VENTURELLI, 1989; CONTICELLI *et al.*, 1992); i contenuti di CaO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e le considerazioni sui rapporti CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e CaO/Na<sub>2</sub>O indicano che la sorgente era probabilmente costituita da harzburgiti povere di clinopirosseno. Anche le caratteristiche composizionali delle OLUK, SHUK e delle shoshoniti di Capraia, di Radicofani e di Latera nonché le olivin-latiti di Vico sono compatibili con sorgenti di mantello di tipo harzburgitico, sebbene non così impoverite come quelle che hanno dato origine alle lamproiti.

2) *Trend sottosaturo* - La genesi delle rocce di questo *trend* può essere descritta facendo riferimento a due diverse ipotesi che prevedono l'interazione rispettivamente di due o tre componenti:

a) ipotesi a due componenti : l'arricchimento in K delle sorgenti dei magmi primitivi è prodotto da un unico componente (Fig. 12). In questo modello risulta necessario invocare la presenza di un mantello ricco in Sr e con alto Sr/Ce diverso dalle comuni sorgenti dei magmi oceanici derivati dall'astenosfera. L'incremento in Sr è probabilmente prodotto dall'introduzione di piccole quantità di un fuso carbonatitico (BECALUVA *et al.*, 1991). Per spiegare i rapporti CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e CaO/Na<sub>2</sub>O dei magmi primitivi KS è sufficiente ipotizzare la presenza di un mantello di tipo lherzolitico con normali caratteri di residualità. Gli elevatissimi rapporti CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e CaO/Na<sub>2</sub>O delle kamafugiti e delle leucititi dei Vulsini richiedono sorgenti anormalmente ricche in clinopirosseno (wehrlite/olivin-clinopirossenite) o la presenza di fasi carbonatiche;

b) ipotesi a tre componenti: l'interazione fra tre poli geochimici diversi non consente di porre vincoli così stretti alla sorgente da caratterizzarla mineralogicamente in modo altrettanto preciso del modello a due componenti.

Sulla base dei dati geochimici ed isotopici è stato possibile mettere in evidenza che i componenti che hanno metasomatizzato le regioni sorgenti dei magmi dei *trends* sottosaturo e saturo sono chiaramente distinguibili; in entrambi i casi è comunque presente un componente ricco in K derivato da materiali della crosta continentale, subdotti nel mantello superiore. Si ri-

tiene che il prodotto della reazione fra mantello pre-metasomatismo e componenti ricchi in K è in entrambi i casi dominantemente costituito da flogopite. Per i magmi peralcalini primitivi di Sisco e Cupaello, è probabile che la K-richterite sia il minerale potassico dominante nelle sorgenti.

### Agenti metasomatizzanti e loro origine.

Per quanto riguarda l'origine e la composizione del componente metasomatizzante è necessario ipotizzare differenti soluzioni per i due *trends*.

1) *Trend saturo*: le composizioni del componente ricco in potassio sono relativamente ben vincolate: esso doveva essere, relativamente al mantello pre-arricchimento, povero in Na, Ca ma relativamente ricco in Si e Al, con rapporti CaO/Na<sub>2</sub>O e CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> bassi e K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O > 6-7, Ce/Sr > 0.3 e rapporti isotopici di <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr > 0.717 e <sup>143</sup>Nd/<sup>143</sup>Nd = 0.5121-0.5120. Questi dati restringono la scelta dei materiali da cui questo componente ha avuto origine a rocce prive di carbonati derivate dalla crosta superiore tipo granitoidi e/o sedimenti terrigeni (granuliti acide non-restitiche).

2) *Trend sottosaturo*: Ipotesi a due componenti: il componente ricco in K doveva essere, in confronto al mantello pre-arricchimento, povero in Na, Si ma relativamente ricco in Ca, con rapporti CaO/Na<sub>2</sub>O e CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> molto elevati e K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O > 8-9, Ce/Sr = 0.1-0.2, rapporti isotopici di <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.712-0.715 e <sup>143</sup>Nd/<sup>143</sup>Nd = 0.5120-0.5119. Questi dati sono compatibili con un componente derivato da materiale crostale ricco in K, Ca e Sr che potrebbe essere identificato in sedimenti terrigeni con una importante frazione carbonatica. In questa ipotesi, anche il mantello pre-arricchimento doveva essere più ricco in Sr e Ca della comune astenosfera convettiva TBL. Un modello plausibile prevede che queste anomalie possano essere prodotte per infiltrazioni di piccole quantità di fusi carbonatitici privi di sodio nelle parti più profonde del TBL della litosfera.

Ipotesi a tre componenti: un mantello pre-arricchimento tipo astenosfera convettiva è del tutto compatibile con i dati disponibili; i due componenti metasomatizzanti potrebbero essere derivati: a) da materiale della crosta superiore (*upper crust reservoir*) povero in Ca e Sr simile a quello invocato per il *trend* saturo; b) da metasedimenti carbonatici subdotti.

In conclusione, l'origine dei componenti coinvolti nella genesi delle sorgenti di mantello del magmatismo dell'Appennino settentrionale trovano adeguata spiegazione in un modello che preveda l'incorporazione di una notevole quantità di materiale della crosta continentale nel mantello superiore. Anche l'assenza in quest'area di magmi tipo MORB e/o OIB è in accordo con questa ipotesi. Si propone che la subduzione di litosfera continentale adriatica durante la collisione appenninica ancora attiva sia il processo geodinamico che giustifica meglio l'arricchimento crostale delle sorgenti di mantello che hanno prodotto il magmatismo dell'Italia centrale.



## 5.2. RELAZIONI FRA TETTONICA E MAGMATISMO

La petrogenesi dei magmi e la loro distribuzione spazio-temporale in quanto espressione dell'attivazione per fusione parziale di diversi livelli del sistema crosta-mantello litosferico-astenosfera può fornire elementi fondamentali per un modello geodinamico sulla evoluzione dell'Appennino settentrionale.

La distinzione del magmatismo in quattro fasi e la loro migrazione episodica da ovest ad est (Fig. 10) suggerisce che l'attivazione delle sorgenti mantelliche e crostali che hanno prodotto i magmi sia legata ad una migrazione discontinua del *locus* dell'estensione litosferica.

Anche la formazione del bacino tirrenico a sud di 41° N è avvenuta attraverso la migrazione discontinua da ovest ad est delle fasi di *rifting* ed espansione oceanica. Infatti sono state riconosciute tre fasi separate nello spazio e nel tempo; i limiti temporali ripresi da SARTORI (1990) vengono riportati in (Fig. 16). Questa evoluzione tettono-magmatica è, a grande scala, del tutto simile a quella osservata durante l'evoluzione di alcuni sistemi intraoceanici fossa/arco/bacino retroarco del Pacifico occidentale, quali Marianne e Tonga (BECALUVA *et al.*, 1982). Ciò indica che i meccanismi (*driving forces*) che presiedono a questi processi geodinamici sono, nel loro complesso, indipendenti dalla natura della litosfera in cui si forma il bacino retroarco (intraoceanico, Marianne/Tonga; ensialico, Tirreno a sud del 41° parallelo). Una spiegazione plausibile della migrazione discontinua è che la risalita del mantello, che causa *rifting* ed espansione oceanica, sia legata alla convezione della astenosfera indotta dalla placca in subduzione e che quindi il *locus* dell'estensione nella placca superiore sia in qualche modo funzione della profondità dalla placca in sprofondamento; pertanto nel caso in cui la velocità di convergenza delle placche sia minore di quella di subduzione (*roll-back subduction*, MALINVERNO & RYAN, 1986) si attiveranno zone del mantello che migrano nella stessa direzione di spostamento (*roll-back*) della fossa che si forma nella zona di flessura della litosfera in subduzione.

Nell'Appennino settentrionale la sincronicità fra le fasi di compressione nella catena appenninica e quelle di distensione nella fascia tirrenica a partire almeno dal Tortoniano superiore nonché la migrazione verso est del sistema catena/avanfossa/avampaese (PATACCA *et al.*, 1990) e del magmatismo in fasi distinte trova anch'essa una adeguata spiegazione in un sistema geodinamico di '*roll-back subduction and back-arc extension*'. Ciò è in accordo con la migrazione verso est dell'inizio delle fasi distensive che si sviluppano nella Corsica durante il Miocene inferiore/medio, nella Toscana nord-occidentale e nell'arcipelago toscano nel Tortoniano superiore, raggiungono la Toscana centrale nel Pliocene inferiore e l'Umbria nel Pliocene superiore; nel Quaternario la distensione si instaura a ridosso dell'attuale crinale appenninico (Mugello-Casentino, Gubbio-Nocera Umbra; LAVECCHIA & STOP-

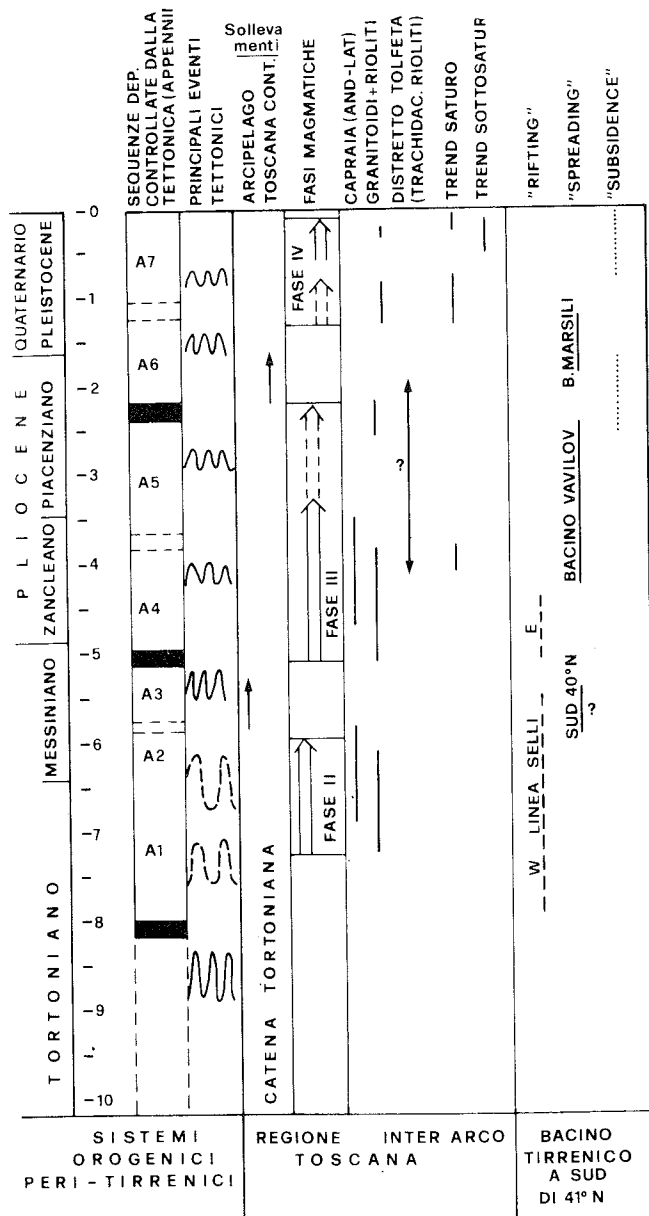


Fig. 16 - Eventi tettonici/cicli sedimentari e fasi magmatiche del sistema Appennino-Tirreno.

a) Sequenze deposizionali e principali eventi tettonici dell'Appennino rispettivamente da PATACCA *et al.* (1991) e SARTORI (1990): le sette sequenze deposizionali sono state raccolte in tre cicli 1) Tortoniano superiore - Messiniano (A1-A2-A3), Messiniano superiore - Piacenziano (A4- A5) e Piacenziano - Quaternario (A6-A7). I limiti fra sequenze deposizionali sono interpretati da questi autori come stasi o notevole riduzione dell'attività tettonica e/o riequilibri verticali nei domini deformati.

b) Principali periodi di sollevamento regionale di parte o di tutta la zona toscana da GIANNELLI *et al.* (1980), PASQUARE' *et al.* (1983), BARBERI *et al.* (1991); SARTI e TESTA (1991).  
c) Fasi magmatiche dell'Appennino settentrionale (questo lavoro).

d) Periodi di *rifting*, espansione oceanica e subsidenza del bacino tirrenico a Sud di 41° N (SARTORI, 1990). W, LINEA SELLI, E: si riferisce alla localizzazione del *rifting* ad Ovest ed Est della Linea R. Selli (ex Faglia Centrale).

PA, 1989).

In questo sistema geodinamico che si sviluppa interamente in ambito continentale, il settore in distensione, dell'areale che va dalla Corsica all'Umbria, assume nel momento in cui è attivo, significato strutturale di retroarco; tale settore viene qui definito come bacino retroarco toscano-umbro.

La distribuzione spazio-temporale della sedimentazione (Fig. 5, 16) e del magmatismo (Fig. 5 e 10) mostra che in ognuna delle quattro fasi magmatiche distinte il settore litosferico (catena) interessato dal *rifting* diventa prima area di sedimentazione e poi, con il perdurare della distensione/subsidenza, luogo di messa in posto dei magmi, generalmente con un ritardo dell'ordine del milione di anni dopo l'inizio della sedimentazione. Infatti nella Fase I l'inizio della sedimentazione si verifica intorno a 20-17 Ma mentre il magmatismo ha luogo intorno a 15-13.5 Ma; il rapporto temporale sedimentazione/magmatismo delle tre fasi successive è del tutto simile:

Fase II: inizio sedimentazione, circa 9-8 Ma/magmatismo, 7.3-6.0 Ma;

Fase III: inizio sedimentazione, circa 7-6 Ma/magmatismo, 5.1-2.2 Ma; Fase IV: inizio sedimentazione, circa 5-4 Ma/magmatismo, 1.3-0.1 Ma.

Le relazioni fra episodi di sollevamento e fasi di magmatismo sono ben definibili soprattutto nel settore litosferico interessato dalla Fase IV. Infatti il più importante episodio di sollevamento regionale della Toscana continentale ha luogo intorno a 2 Ma (Fig. 16). Per quanto riguarda l'arcipelago toscano la presenza di conglomerati alto-messiniani a ciottoli di eurite della zona di Pomarance ed anche di Montebamboli, provenienti dal plutone di Monte Capanne (MARINELLI, pers. comm.), sottolineano la presenza di un importante sollevamento dell'Elba occidentale intorno a 5.5 Ma.

In generale le relazioni fra tettonica, sedimentazione e magmatismo nel settore di catena interessato dalla IV fase (Toscana meridionale e Lazio settentrionale) mostrano la seguente successione di eventi:

1) Langhiano/Tortoniano: varie fasi di trasporto tettonico;

2) Messiniano/Piacenziano p.p.: distensione, subsidenza e sedimentazione (circa 5-2.4);

3) intorno a 2 Ma: sollevamento regionale generalizzato;

4) 1.3-0.8 Ma: messa in posto dei magmi dei Monti Cimini, Radicofani e Torre Alfina (PMT);

5) 0.6-0.1 Ma: messa in posto dei magmi dei Vulsini, Vico e Sabatini (PMR) e Monte Amiata (PMT)

Questa sequenza di eventi che ha interessato lo stesso settore litosferico può essere spiegata con il seguente modello geodinamico:

1) formazione di un prisma accrezionario che coinvolge unità sedimentarie e di basamento della litosfera continentale adriatica (varie fasi della costruzione della catena dal Langhiano al Tortoniano);

2) collasso verso la zona di retroarco della parte topograficamente più elevata del prisma che produce

assottigliamento crostale e formazione dei bacini sedimentari (zona retroarco in distensione);

3) sollevamento regionale indotto dall'introduzione di materiale astenosferico durante il processo di subduzione con delaminazione della litosfera adriatica accompagnato dalla erosione termica della litosfera adriatica non subdotta (essenzialmente MBL);

4) fusione parziale del MBL (magmi del *trend* saturo) e di materiali crostali (trachidaciti dei Monti Cimini);

5) fusione parziale che interessa tutti i settori del sistema astenosfera/litosfera: magmi del *trend* sottosaturo (astenosfera e/o TBL) e del *trend* saturo (MBL) e magmi trachidacitici (materiali crostali, Monte Amiata).

Le relazioni fra processi tettonici, messa in posto e petrogenesi dei magmi che hanno avuto luogo nelle fasi I, II e III mostrano significative, seppur ancora non così ben documentate, analogie con la fase IV:

a) i principali episodi tettonici e di sedimentazione post-tortoniani della catena Appenninica, divisi da PATACCA *et al.* (1990) in tre cicli sono ben correlati con le fasi magmatiche II, III e IV (Fig. 16);

b) l'inizio della sedimentazione precede in ogni singolo settore la messa in posto dei magmi di almeno 1-2 Ma;

c) tutti i magmi subcrostali dell'Appennino settentrionale provengono da zone di mantello metasomatizzate da componenti derivati da materiale della crosta continentale subdotta nel mantello superiore (c.f., SERRI, 1990). Si può quindi ipotizzare che la delaminazione della litosfera adriatica sia anch'essa avvenuta con un meccanismo che proceda in modo discontinuo.

La disposizione delle fasce che includono i complessi ignei corrispondenti alle fasi II (N-S), III e IV (NO-SE) secondo zone discrete e molto allungate (Fig. 5) mostra che la estensione litosferica del bacino retroarco toscano è avvenuta principalmente secondo direzioni O-E nella fase II (7.3-6 Ma) e SO-NE nelle fasi III (5.1-2.2) e IV (1.3-0.1). Poichè nel modello proposto il *locus* del *rifting*/distensione nel bacino retroarco è legato alla profondità della placca subdotta ne discende che la velocità di delaminazione/subduzione/roll-back della litosfera adriatica nella zona a cavallo dell'attuale parallelo 42° N sia stata nell'intervallo 6-5 Ma molto più elevata che all'altezza di 44° N. Conseguentemente è probabile che la catena dell'Appennino settentrionale abbia subito una importante fase di rotazione antioraria dell'ordine di almeno 20°-30° nello stesso intervallo di tempo. La sostanziale coincidenza delle direzioni di estensione litosferica del bacino retroarco toscano nelle fasi III e IV indica che dal Pliocene ad oggi la migrazione da SO a NE del sistema avanfossa/catena è avvenuta senza che si verificassero sostanziali rotazioni a scala regionale della catena.

Come mostrato da KASTENS *et al.* (1988) e SARTORI (1990) la direzione di distensione/espansione del Tirreno a sud del 41° N è rimasta costantemente O-E (margine sardo e bacino di Vavilov) dal Tortoniano su-

periore (circa 8 Ma) fino al Pliocene superiore (2.6 Ma), per poi ruotare di 20°-30° in senso orario quando la distensione è principalmente localizzata nel Tirreno sud-orientale (bacino di Marsili; estensione ONO-ESE). Secondo i dati raccolti in questo lavoro, le direzioni di estensione fra 5 e 2.2 Ma del bacino retroarco toscano sono molto diverse rispetto al Tirreno a sud del 41° N sia durante le sue fasi di *rifting* che di espansione oceanica (Bacino di Vavilov). Quindi i due sistemi fossa/arco/bacino retroarco erano strutturalmente indipendenti già prima dell'inizio del Pliocene.

Indipendentemente dalla petrogenesi dei magmi che richiede la subduzione di due placche composizionalmente distinte (litosfera continentale adriatica a N e litosfera oceanica ionica a S, (SERRI, 1990) la bipartizione del sistema fossa/arco/bacino retroarco della penisola italiana/Tirreno è sostenuta, non solo dalle distinte direzioni di distensione/espansione ma anche dalla non simultaneità dei principali eventi estensionali a scala litosferica almeno dal Messiniano (6 Ma) ad oggi. Evidentemente questi eventi, che corrispondono alle fasi principali di messa in posto dei magmi, non sono coevi nei due bacini retroarco (fasi di espansione oceanica a sud di 41°N e fasi magmatiche a nord di 41°N, Fig. 16). A testimoniare che i due sistemi retroarco adiacenti sono in qualche modo interdipendenti è possibile trovare parziale corrispondenza fra le fasi magmatiche II e III (retroarco toscano) e quelle di *rifting* rispettivamente ad O ed E della Faglia Centrale (R. SELLI Line, Tirreno meridionale, Fig. 16).

La bipartizione del sistema fossa-arco-bacino-retroarco Appennino-Tirreno settentrionale ed arco calabro-Tirreno meridionale viene considerata come il risultato di una evoluzione geodinamica differenziata, almeno a partire dal Langhiano, è 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.

### 5.3. IPOTESI GEODINAMICA

I modelli generali dell'evoluzione tettonica dell'Appennino settentrionale dal Cretaceo inferiore ad oggi, indipendentemente dalla presenza o meno dell'inversione di polarità della subduzione durante il Cretaceo superiore (BOCCALETTI *et al.*, 1980; PRINCIPI & TREVES, 1984), prevedono i) che la subduzione oceanica verso ovest sotto la Corsica prosegua almeno fino al Paleogene e ii) che l'inizio della collisione continentale abbia luogo in un periodo che varia, secondo gli autori, dall'Eocene superiore al Miocene inferiore (BOCCALETTI *et al.*, 1980; REUTTER *et al.*, 1980; PRINCIPI & TREVES, 1984; KELLER & PIALLI, 1990; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990)

Il magmatismo dell'Appennino settentrionale (circa 15-0.1 Ma) si è quindi sviluppato durante le fasi di convergenza continentale fra le placche adriatica e corsa.

I risultati di questo lavoro, non solo confermano

che esiste un legame genetico fra processi di subduzione ed arricchimento del mantello sorgente del magmatismo, ma consentono anche di contribuire alla soluzione del problema della natura della placca subdotta (oceanica secondo ROGERS *et al.*, 1985 e ELLAM *et al.*, 1989; continentale secondo SERRI, 1990 e PECCE-RILLO, 1990) e dell'età del processo di subduzione, attivo fino ad oggi (BECCALUVA *et al.*, 1989; SERRI, 1990) oppure terminato nell'Oligo-Miocene (PECCE-RILLO & MANETTI, 1985; CONTICELLI *et al.*, 1986; PECCERILLO, 1990).

Il modello geodinamico proposto prevede un processo di delaminazione continentale del tipo di quello formulato su basi teoriche da vari autori (BIRD & BAUMGARDNER, 1981; HOUSEMAN *et al.*, 1981; TURCOTTE, 1983) e che è stato in modo qualitativo applicato per la prima volta all'orogene appenninico da REUTTER *et al.* (1980).

Il modello qui proposto (Fig. 17) tiene conto anche dei vincoli:

1) che la petrogenesi dei magmi pone sulla struttura e composizione del mantello superiore al di sotto del bacino retroarco toscano-umbro,

2) che la migrazione discontinua del *locus* del estensione litosferica mette sulla posizione della litosfera subdotta in ogni singola fase,

3) che la velocità di migrazione verso E-NE dell'avanzata e quindi velocità di subduzione della litosfera adriatica di 1.5-2 cm/anno (PATACCA *et al.*, 1991) stabilisce sulla geometria e cinematica del sistema fossa/arco/bacino retroarco.

**Sezione interpretativa nell'Aquitano-Burdigaliano.** Nel modello proposto il motore del processo di delaminazione della litosfera continentale adriatica è interno al sistema, in quanto causato dalla instabilità gravitazionale della placca in subduzione. Infatti durante gli stadi iniziali della collisione continentale si genera un inspessimento delle radici litosferiche (essenzialmente TBL; c.f., HOUSEMAN *et al.*, 1981) che causa lo sprofondamento gravitativo della litosfera adriatica. Una volta che il processo di delaminazione è iniziato l'introduzione nel mantello astenosferico nello spazio che si apre sopra la litosfera in subduzione (Fig. 17A) contribuisce ad aumentare il contrasto di densità e quindi accelerare il processo di disaccoppiamento/subduzione.

Il livello di disaccoppiamento iniziale della litosfera adriatica corrisponde probabilmente alla parte più duttile della crosta continentale inferiore. La petrogenesi della lamproite di Sisco e la sua età di messa in posto (15-13.5 Ma) richiedono una sorgente arricchita da un componente basso in Sr derivato da materiale crostale subdotta nel mantello superiore almeno durante il Langhiano. È importante rilevare che il trasferimento di fusi, verosimilmente di composizione intermedia, dalla crosta inferiore in subduzione al cuneo di mantello (TBL + astenosfera) sovrastante contribuisce in maniera significativa all'accelerazione del processo

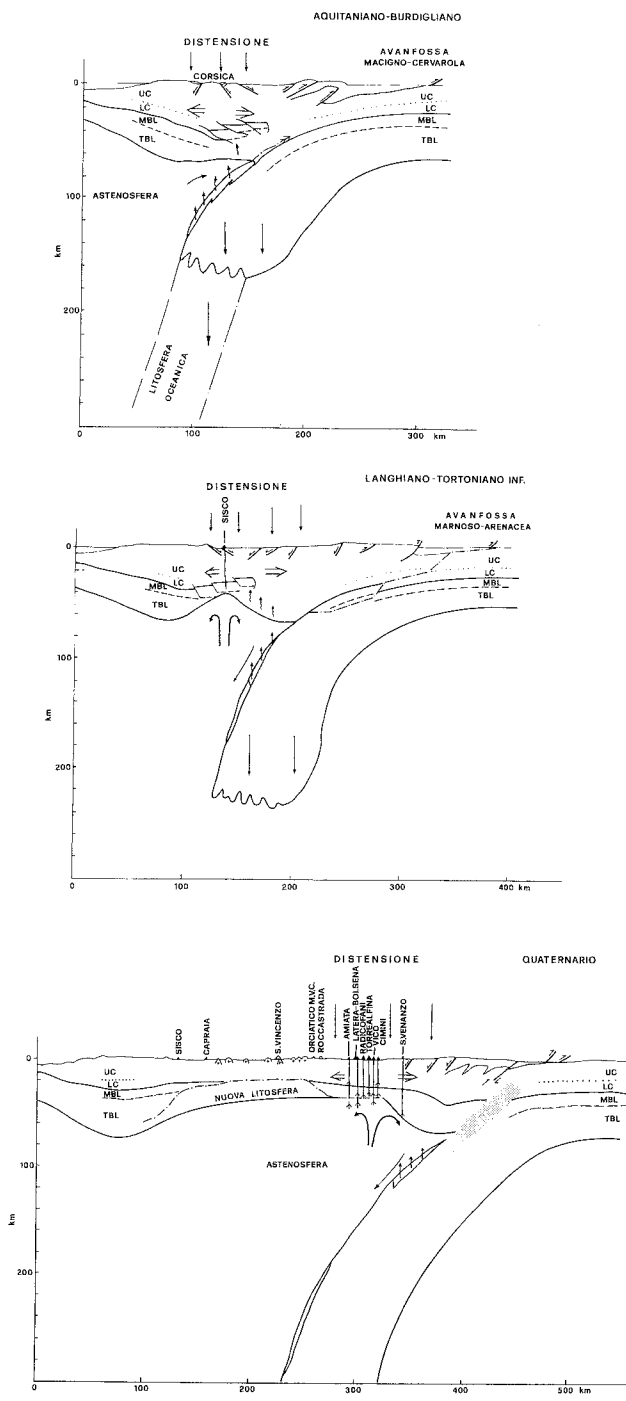


Fig. 17 - Modello geodinamico neogenico-quadernario dell'orogene appenninico-corso nel settore compreso fra Capo Corso-Livorno- Cesenatico e Bonifacio-Civitavecchia-San Benedetto del Tronto

La posizione dei centri magmatici della sezione interpretativa al Quaternario (C) è stata proiettata ortogonalmente ad una linea OSO-ENE passante per Bastia e Siena (vedi Fig. 10). L'inclinazione della litosfera adriatica delaminata ed in subduzione è stata dedotta dalla posizione dei terremoti compresi fra 20 e 90 Km nella sezione B di AMATO e SELVAGGI (questo volume). La posizione dei terremoti è schematicamente rappresentata dalla fascia in puntinato. La reologia della litosfera continentale è stata semplificata secondo il modello a quattro strati: crosta superiore (UC): fragile; crosta inferiore (LC): duttile; 'mechanical boundary layer'(MBL): fragile; 'thermal boundary layer'(TBL): duttile (MOLNAR, 1988; MENZIES,

1990) gli spessori crostali e della litosfera sono in parte vincolati (in PANZA *et al.*, 1980, BOCCALETTI *et al.*, 1990, DALLA VEDOVA *et al.*, 1991), quelli di ognuno dei quattro strati sono arbitrari. Le frecce verticali indicano le zone della catena in distensione, quelle orizzontali le zone dove la distensione crostale duttile è più intensa.

Il motore del processo di delaminazione/subduzione della litosfera continentale adriatica è lo sprofondamento gravitativo nell'astenosfera delle radici litosferiche della catena(essenzialmente TBL) inspessite durante gli stadi iniziali della collisione continentale (c.f., HOUSEMAN *et al.*, 1981). La convezione e risalita della astenosfera è indotta dallo sprofondamento della litosfera adriatica e favorita dalla ibridizzazione della astenosfera stessa da parte di fusi derivati da materiali crostali subdotti.

A) - Sezione interpretativa all' Aquitaniano-Burdigaliano in una fase susseguente l'inizio della collisione fra le litosfere continentali adriatica e corsa.

Nel modello è implicito ('back-thrusted' MBL della litosfera corsa) che l'orogene appenninico-corso sia a doppia vergenza (KELLER e PIALI, 1990). L'inizio della sedimentazione marina nei bacini di Aleria e St. Florent nel Burdigaliano (trasgressione tardo-burdigaliana di ORSZAG-SPERBER, 1978) testimonia che in Corsica il grado di distensione della catena è già particolarmente avanzato intorno a 17 Ma.

La linea interrotta da punti con doppia freccia indica una ipotetica traiettoria di propagazione della superficie di disaccoppiamento all'interno della litosfera adriatica. Il livello di disaccoppiamento iniziale della litosfera adriatica corrisponde alla parte più duttile della crosta continentale inferiore per permettere la subduzione di materiale della crosta continentale nel mantello superiore come richiesto dalla petrogenesi dei magmi neogenici-quadernari dell'Appennino settentrionale. Considerazioni legate all'età dell'inizio della collisione continentale indicano che la subduzione di crosta inferiore della placca adriatica è già attiva nel Miocene inferiore.

B) - Sezione interpretativa al Langhiano - Tortoniano inferiore durante la I fase magmatica (Sisco)

La sorgente harzburgitica di Sisco (MBL della litosfera corsa) è stata arricchita da un liquido derivato dalla fusione parziale della crosta inferiore non-restitita della litosfera adriatica delaminata e subdotta durante il Miocene inferiore/medio e/o materiale crostale imbricato/impilato al di sotto del MBL corso durante la collisione continentale (vedi sezione A).

La superficie di disaccoppiamento dal mantello verso la superficie può verosimilmente coinvolgere strati diversi a seconda della reologia dei materiali e delle strutture preesistenti secondo un sistema 'flat/ramp' (PIALI, com. pers.). Per soddisfare il vincolo posto dalla petrogenesi dei magmi della fase IV la propagazione della superficie di disaccoppiamento (linea-punto-linea) deve intersecare il mantello della litosfera adriatica delaminata al di sotto del MBL (Fig. 17B) oppure al limite fra MBL e TBL

C) - Sezione interpretativa nel Quaternario durante la IV fase magmatica

Croci: plutoni acidi dominantemente di anatessi crostale della II e III fase magmatica.

Triangoli vuoti: centri vulcanici acidi dominantemente di anatessi crostale della III fase magmatica. Triangoli pieni: centri vulcanici con prodotti di origine subcrostale, nel caso del M. Amiata solo come inclusi. Le zone di probabile origine dei magmi sono stilizzate con frecce. Triangoli pieni con attività vulcanica stilizzata: centri vulcanici attivi da 0.6 a 0.1 Ma. Con NUOVA LITOSFERA si indica la litosfera continentale formata dal Miocene superiore ad oggi per solidificazione/differenziazione di magmi 'underplated' e per raffredda-

di delaminazione non solo aumentando il contrasto di densità tra litosfera in subduzione, nella quale rimane il residuo della fusione parziale dominato da granato e clinopirosseno, e mantello astenosferico sovrastante, ma anche diminuendo la viscosità di quest'ultimo.

**Sezione interpretativa nel Langhiano-Tortoniano inferiore.** L'incremento della velocità di subduzione induce una vigorosa convezione nella astenosfera con risalita della parte di mantello astenosferico ibridizzato che causa per erosione termica assottigliamento del TBL sotto la Corsica e locale fusione parziale di eventuali materiali crostali basso-fondenti impilati nella zona di inspessimento crostale prodotta durante le fasi iniziali di collisione continentale. L'assenza di depositi serravalliani nella Corsica, interpretabile come possibile indice di sollevamento regionale, è in accordo con l'ipotesi che l'erosione termica del TBL corso preceda ed accompagni la fase magmatica rappresentata dalla lamproite di Sisco (Fase I, 15-13.5 Ma). Questo primo episodio magmatico che segue l'inizio della collisione continentale indica che al Serravalliano la distensione litosferica è così avanzata da determinare la fusione parziale del MBL sotto la Corsica precedentemente arricchito da fusi crostali. E' ragionevole ipotizzare che in questo periodo le sorgenti crostali dei magmi che nella fase II (7.3-6 Ma) andranno ad intrudersi massicciamente nella crosta superiore della catena (Montecristo, Monte Capanne, Vercelli ed altri corpi plutonici non affioranti, Fig. 1) siano già in facies metamorfica di alto grado e quindi possano subire locali e limitate fusioni parziali.

Poichè la delaminazione della litosfera adriatica si realizza attraverso il cedimento meccanico (fratturazione) indotto dallo sprofondamento gravitativo, la propagazione della superficie di disaccoppiamento dal mantello verso la crosta superiore può verosimilmente coinvolgere strati diversi a seconda della reologia dei materiali e delle strutture preesistenti secondo un sistema 'flat/ramp' (PIALLI, com. pers.). Per soddisfare il vincolo posto dalla petrogenesi dei magmi pliocenici e quaternari, che richiede la presenza nella Toscana centro-meridionale (Orciatico, Montecatini Val di Cecina, Radicofani) e nel Lazio settentrionale (Monti Cimini, Latera, Vico) del MBL (Fig. 17C), è necessario ipotizzare che la propagazione della superficie di disaccoppiamento intersechi il mantello della litosfera adriatica al di sotto del MBL (Fig. 17B) oppure al limite fra MBL e TBL.

Durante il Miocene superiore-Pliocene si mettono in posto i magmi delle Fasi II (7.3-6.0 Ma) e III (5.1-2.2) dominati dai prodotti acidi del plutonismo grani-

mento della astenosfera venuta a diretto contatto con il MBL/TBL della placca corsa e con le unità crostali derivate dalla placca adriatica in delaminazione impilate nelle radici della catena. Il trasporto di calore necessario per la anatessi crostale a scala regionale avviene quindi sia per risalita/introduzione della astenosfera ibridizzata che per 'underplating' dei magmi da essa derivati.

toide toscano. La loro formazione ed evoluzione richiede la fusione parziale a larga scala di crosta continentale e sistematico mescolamento con magmi subcrostali con caratteristiche variabili ma comunque riconducibili alla derivazione da una astenosfera ibridizzata da fusi derivati da materiali crostali subdotti.

I prodotti acidi dominantemente di anatessi crostale si ritrovano essenzialmente in una area ellissoidica (circa 150 x 300 Km) centrata sull'Isola del Giglio (Fig. 5, Elba, Montecristo, Vercelli, distretto tolfetano, Gavorrano, Castel di Pietra, Roccastrada, S. Vincenzo, Campiglia, Larderello, Monteverdi). E' importante rimarcare che all'interno di questa zona, intrusa fino a livelli crostali superficiali che qui definiamo come duomo crostale toscano, non sono ancora stati rinvenuti magmi subcrostali sfuggiti al mescolamento con fusi anatettici. Magmi primitivi derivati dalla fusione parziale del mantello, in questo caso MBL, si ritrovano solamente in posizione periferica rispetto al duomo crostale toscano (Capraia, Orciatico e Montecatini Val di Cecina). Le evidenze della sistematica presenza di magmi subcrostali nell'evoluzione del magmatismo acido dell'Appennino settentrionale si ricavano dallo studio degli inclusi magmatici ibridi (vedi sez. 4.1.1). Si può quindi ipotizzare che esista una relazione causa effetto fra la intrusione della astenosfera al di sopra della litosfera delaminata in subduzione (TBL, MBL e/o parte della crosta inferiore granulitica) e la fusione parziale a scala regionale della crosta continentale impilata nelle radici della catena. L'*underplating* di magmi derivati dall'astenosfera ibridizzata è il meccanismo più probabile per spiegare la genesi del magmatismo acido toscano.

**Sezione interpretativa nel Quaternario.** Nel Quaternario il *locus* del *rifting* si sposta di 50-100 Km verso NE (Fig. 5) in connessione con la IV fase magmatica che inizia circa 1 Ma dopo la più importante fase di sollevamento regionale del bacino retroarco toscano (vedi sez. 6.2). Si ritiene che tale sollevamento sia legato alla introduzione di astenosfera nello spazio che si apre al di sopra della placca adriatica in delaminazione/subduzione, processo che è accompagnato da erosione termica nel MBL (e forse anche TBL) adriatico imbricato nella catena (Fig. 17 B e C).

Anche la petrogenesi dei prodotti vulcanici quaternari indica un processo di ibridizzazione della astenosfera e del MBL da parte di fusi derivati da materiale crostale subdotto. Il modello geodinamico che ne segue (Fig. 17C) è basato sull'assunzione di una sorgente dei magmi del *trend* sottosaturo ottenuto per combinazione di tre componenti. Tale modello prevede che il processo di delaminazione/subduzione trasporti nel mantello superiore sia materiale crostale basso in Sr (e.g., granuliti acide non restitite) che metasedimenti carbonatici. La sequenza spazio-temporale (Fig. 5, 10) indica prima i) l'attivazione del MBL imbricato nella catena con formazione dei magmi del *trend* saturo (Monti Cimini, Radicofani e Torre Alfina; 1.3-0.8 Ma) ed anatessi crostale ai Monti Cimini, poi

ii) la messa in posto fra 0.6 e 0.1 Ma dei magmi della PMR e del Monte Amiata (PMT). Durante questo periodo si attivano tutti i settori del sistema astenosfera/litosfera, compresa la fusione parziale della crosta continentale (Monte Amiata).

Secondo il modello proposto, il sistema geodinamico è ancora attivo ed è entrato, da circa 0.1, Ma nel periodo di quiescenza fra due fasi magmatiche. La zona a ridosso del crinale appenninico (e.g., Gubbio, Nocera Umbra, Norcia) che rappresenta la parte topograficamente più elevata del prisma di accrezione è attualmente nella fase di collasso verso la zona retroarco toscano-umbra. Il modello prevede che il locus del rifting si instauri in questa zona successivamente alla fase ancora attiva di formazione di bacini sedimentari e che sarà interessato da una fase di sollevamento regionale che precederà una nuova fase magmatica (vedi sez. 6.2). Proiettando nel futuro il meccanismo ciclico verificatosi fino ad ora si può ipotizzare che nell'Appennino settentrionale la prossima fase magmatica avrà luogo nella zona a ridosso dell'attuale crinale della catena non prima di 1-1.5 Ma; un corollario del modello proposto è che non sono da attendersi in futuro nella zona compresa fra Monte Amiata e Sabatini eruzioni vulcaniche.

#### BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ W. (1972) - *Rotation of the Corsica-Sardinia microplate*. Nature Phys. Sci., **235**, 103-105.
- AMATO A., CIMINI G.B. & ALESSANDRINI B. (1991) - *Struttura del sistema litosfera-astenosfera nell'Appennino Settentrionale da dati di tomografia sismica*. Studi Geol. Camerti, questo volume.
- AMATO A. & SELVAGGI G. (1991) - *Terremoti crostali e sub-crostaali nell'Appennino Settentrionale*. Studi Geol. Camerti, questo volume.
- APPLETON J.D. (1972) - *Petrogenesis of potassium-rich lavas from the Roccamonfina volcano, Roman Region, Italy*. J. Petrol., **13**, 425-456.
- ARMIENTI P., BARBERI F., BIZOUARD H., CLOCCHIATTI R., INNOCENTI F., METRICH N., ROSI M. & SBRANA A. (1983) - *The Phlegraean Fields: magma evolution within a shallow chamber*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **17**, 289-311.
- BARBERI F., BIZOUARD H., CAPALDI G., FERRARA G., GASPARINI P., INNOCENTI F., JORON J.L., LAMBERT B., TREUIL M. & ALLEGRE C. (1978) - *Age and nature of basalts from the Tyrrhenian Abyssal Plain*. Init. Rep. of the DSDP 42. Washington, 509-514.
- BARBERI F., BUONASORTE G., CAMELI G.M., CIONI R., DINI I., FIORELISI A., FORESI L., IACCARINO S., LAURENZI M., SBRANA A., VERNIA L. & VILLA I.M. (1991) - *Evoluzione stratigrafico-strutturale e vulcanismo Plio-Quaternario dell'Area toscano-laziale*. Evoluzione dei bacini neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario toscano-laziale, Pisa. 7-9
- BARBERI F., CIONI R., SBRANA A., LAURENZI M.A. & VILLA I.M. (1990) - *Tephrostratigraphy, chronology and volcanic evolution in the northern Roman Comagmatic Province*. Plinius, **4**, 36-38.
- BARBERI F., CIVETTA L., GASPARINI P., INNOCENTI F., SCANDONE R. & VILLARI L. (1974) - *Evolution of a section of the Africa-Europe plate boundary: paleomagnetic and volcanologic evidence from Sicily*. Earth Planet. Sci. Lett., **22**, 123-132.
- BARBERI F., FERRARA G., FRANCHI F., SERRI G., TONARINI S. & TREUIL M. (1986) - *Geochemistry and geochronology of the Capraia island volcanic complex (north Tyrrhenian Sea, Italy)*. Geochronology and Cosmochronology and isotope geology (ICOG 6), Cambridge. Terra Cognita, **6**, 185.
- BARBERI F., GASPARINI P., INNOCENTI F. & VILLARI L. (1973) - *Volcanism of the Southern Tyrrhenian Sea and its geodynamic implications*. J. Geophys. Res., **78**, 5221-5232.
- BARBERI F., INNOCENTI F. & RICCI C.A. (1971) - *Il magmatismo nell'Appennino centro-settentrionale. La Toscana Meridionale*. Rend. Soc. Mineral. Petrol., **27**, 169-210.
- 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*. Mem. Soc. Geol. It., **36**, 41-54.
- BECCALUVA L., BROTZU P., MACCIOTTA G., MORBIDELLI L., SERRI G. & TRAVERSA G. (1989) - *Cainozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the Sardo-Tyrrhenian area*. In: *The Lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research*. Atti dei Convegni Lincei, **80**, 229-248.
- BECCALUVA L., DI GIROLAMO P. & SERRI G. (1985) - *High-K calc-alkaline, shoshonitic and leucitic volcanism of Campania (Roman Province, southern Italy): trace elements constraints on the genesis of an orogenic volcanism in a post-collisional, extensional setting*. IAVCEI Sci. Ass. Potassic Volcanism - Etna Volcano, Giardini Naxos, Italy.
- BECCALUVA L., DI GIROLAMO P. & SERRI G. (1991) - *Petrogenesis and tectonic setting of the Roman volcanic Province, Italy*. Lithos, **26**, 191-221.
- BECCALUVA L., ROSSI P.R. & SERRI G. (1982) - *Neogene to recent volcanism of the southern Tyrrhenian-Sicilian area: implication for the geodynamic evolution of the Calabrian arc*. Earth Evol. Sci., **3**, 222-238.
- BECCALUVA L. & SERRI G. (1988) - *Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intra-oceanic arc - back-arc systems and low-Ti ophiolites: a reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting*. **143**, 291-315.
- BELLON H. (1981) - *Chronologie radiométrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée Occidentale entre 33 et 1 Ma*. In: WEZEL F.C. (Ed.) *Sedimentary basin of Mediterranean margins*. Bologna, Tecnoprint, 341-368.
- BIGAZZI G., BONADONNA F.P., GHEZZO C., GIULIANI O., RADICATI DI BROZOLO F. & RITA F. (1981) - *Geochronological study of the Monte Amiata lavas (Central Italy)*. Boll. Volcanol., **44-3**, 455-465.

- BIRD P. & BAUMGARDNER J. (1981) - *Steady propagation of delamination events*. J. Geophys. Res., **86**, 4891-4903.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Evoluzione dell'Appennino settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 359-373.
- BOCCALETTI M., CONEDERA C., DAINELLI P. & GOCEV P. (1982) - *The Recent (Miocene-Quaternary) tectonic system of western mediterranean region. A new model of ensialic geodynamic evolution in a context of plastic/rigid deformation*. J. Petroleum Geol., **5**, 31-49.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - *Plate tectonic models for the development of the western Alps, and northern Apennines*. Nature, Phys. Sci. **234**, 108-110.
- BOCCALETTI M. & MANETTI P. (1978) - *The Tyrrhenian Sea and adjoining regions*. In: NAIRNS et al. (Eds.) *The ocean basins and margins*, New York, Plenum Pub. Corp., **4B**, 149-200.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Gli archi appenninici, il mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 201-216.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1984) - *The Calabrian Arc and the Ionian Sea in the evolution of the Central Mediterranean*. Mar. Geol., **55**, 219-245.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1990) - *New data and hypothesis on the development of the Tyrrhenian basin*. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., **77**, 115-740.
- BOSI C., LOCARDI E. & VILLA I.M. (1991) - *Il distretto magmatico abruzzese. Evoluzione dei bacini neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario tosco-laziale*, Pisa. 68-69.
- BOYD F.R. (1989) - *Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere*. Earth Planet. Sci. Letters, **96**, 15-26.
- 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**, 159-180.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. Tectonics, **9**, 1275-1303.
- CIVETTA L., FRANCALANCI L., MANETTI P. & PECCERILLO A. (1989) - *Petrological and geochemical variations across the Roman Comagmatic Province: inference of magma genesis and crust mantle evolution*. In: *The Lithosphere in Italy. Advances in earth science research*. Atti dei Convegni Lincei, **80**, 249-269.
- CIVETTA L., INNOCENTI F., MANETTI P., PECCERILLO A. & POLI G. (1981) - *Geochemical characteristics of potassic volcanics from Mts. Ernici (Southern Latium, Italy)*. Contrib. Mineral. Petrol., **78**, 37-47.
- CIVETTA L., ORSI G., SCANDONE P. & PECE R. (1978) - *Eastwards migration of the Tuscan anatectic magmatism due to anticlockwise rotation of the Apennines*. Nature, **276**, 604-606.
- CLAUSEN C. & HOLM P.M. (1990) - *Origin of acidic volcanics of the Tolfa district, Tuscan Province, central Italy: an elemental and Sr-isotopic study*. Contrib. Mineral. Petrol., **105**, 403-411.
- CONTICELLI S. (1989) - *Genesi del magmatismo alcalino potassico dell'Italia centrale: evidenze petrologiche, geochemiche e petrologico sperimentali*. Dottorato Ric., Firenze.
- CONTICELLI S., MANETTI P. & MENICHELLI S. (1992) - *Mineralogy, geochemistry and Sr isotopes in Orendites and Minettes from south Tuscany: constraints on their genesis and evolution*. Eur. J. Mineral. (in stampa).
- CONTICELLI S., MANETTI P., PECCERILLO A. & SANTO A. (1986) - *Caratteri petrologici delle vulcaniti potassiche italiane: considerazioni genetiche e geodinamiche*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 775-783.
- CONTICELLI S. & PECCERILLO A. (1990) - *Petrological significance of high-pressure ultramafic xenoliths from ultrapotassic rocks of Central Italy*. Lithos, **24**, 305-322.
- COX K.J., HAWKESWORTH C.J., O'NIONS R.K. & APPLETON J.D. (1976) - *Isotopic evidence for the derivation of some Roman region volcanics from anomalously enriched mantle*. Contrib. Mineral. Petrol., **56**, 173-180.
- CUNDARI A. (1980) - *The role of subduction in the genesis of leucite bearing rocks: Facts or fashion?* Contrib. Mineral. Petrol., **73**, 432-434.
- D'ORAZIO M. (1986) - *Le vulcaniti di Radicofani (Siena); petrologia, geochemica e caratteristiche isotopiche dello strombico*. Pisa.
- D'ORAZIO M., LAURENZI M.A. & VILLA I.M. (1991) - *<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of a shoshonitic lava flow of the Radicofani volcanic center (Southern Tuscany)*. Acta Vulcanol., **1**, 63-67.
- DELLA VEDOVA B., MARSON I., PANZA G.F. & SUHADOLC P. (1991) - *Upper mantle properties of the Tuscan-Tyrrhenian area: a framework for its recent tectonic evolution*. Tectonophysics.
- DI GIROLAMO P. (1978) - *Geotectonic setting of Miocene-Quaternary volcanism in and around the eastern Tyrrhenian Sea border (Italy) as deduced from major elements geochemistry*. Bull. Volcanol., **41**, 1-22.
- DOGLIONI C. (1991) - *A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions - Possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system*. Terra Nova, **3**, 423-434.
- DOWNES H., DUPUY C. & LEYRELOUP A.F. (1990) - *Crustal evolution of Hercynian belt of Western Europe: evidence from lower-crustal granulitic xenoliths (France Massif Central)*. Chem. Geol., **83**, 209-231.

- EDGAR A.D. (1980) - *Role of subduction in the genesis of leucite-bearing rocks: Discussion*. Contrib. Mineral. Petrol., **73**, 429-431.
- ELLAM R.M., MENZIES M.A., HAWKESWORTH C.J., LEEMAN W.P., ROSI M. & SERRI G. (1988) - *The transition from calc-alkaline to potassic orogenic magmatism in the Aeolian Islands, Southern Italy*. Bull. Volcanol., **30**, 386-398.
- ELLAM R.M., MENZIES M.A., HAWKESWORTH C.J. & ROGERS N.W. (1989) - *The volcanism of southern Italy: role of subduction and the relationship between potassic and sodic alkaline magmatism*. J. Geophys. Res., **94**, 4589-4601.
- ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1975) - *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to Present) evolution of north Apennines*. Boll. Geof. teor. Appl., **17**, 3-18.
- FALLOON T.J., GREEN D.H. & MCCULLOCH M.T. (1989) - *Petrogenesis of High-Mg and associated lavas from the north Tonga trench*. In: Crawford A. J. (ed) Boninites. London, Unwin Hyman 357-395.
- FERRARA G., GIULIANI O., TONARINI S. & VILLA I.M. (1988) - *Datability and isotopic disequilibrium in anatectic volcanites from San Vincenzo and Tolfa (Tuscany-Latium)*. Notizie SIMP, **7**, 72.
- FERRARA G., LAURENZI M., PETRINI R., PREITE-MARTINEZ A., TAYLOR H.P., TONARINI S. & TURI B. (1985a) - *Isotopic evidences of interaction of K-magmas and crustal materials (Alban Hills and Vulsini district)*. IAVCEI- Potassic Volcanism-Mt Etna Volcano, Giardini, Naxos, Italy.
- FERRARA G., LAURENZI M.A., TAYLOR H.P., TONARINI S. & TURI B. (1985b) - *Oxygen and Strontium isotope studies of K-rich volcanic rocks from the Alban Hills, Italy*. Earth Planet. Sci. Lett., **75**, 13-28.
- FERRARA G., PETRINI R. & TONARINI S. (1986) - *S. Vincenzo volcanites Italy: a Sr-Nd isotopic study*. Terra Cognita, **6** (2), 200.
- FERRARA G., PETRINI R., SERRI G. & TONARINI S. (1989) - *Petrology and isotope-geochemistry of San Vincenzo rhyolites (Tuscany, Italy)*. Bull. Volcanol., **51**, 379-388.
- FERRARA G. & TONARINI S. (1985) - *Radiometric geochronology in Tuscany. Results and problems*. Rend. S.I.M.P., **40**, 111-124.
- FERRARA G., TONARINI S. & INNOCENTI F. (1990a) - *Behaviour of radiogenic isotopes in crustal anatexis (the Tuscan Magmatic Province)*. Geochronology and Cosmochronology and isotope geology (ICOG 7), Canberra, **33**.
- FERRARA G., TONARINI S., TAYLOR H.P. & TURI B. (1990b) - *Isotopic evidences for phenocryst-matrix disequilibrium in the interaction between crustal and subcrustal magmas*. Geochronology and Cosmochronology and isotope geology (ICOG 7), Canberra, **34**.
- FINETTI I. & DEL BEN A. (1986) - *Geophysical study of the Tyrrhenian opening*. Boll. Geof. Teor. Appl., **28**, 75-156.
- FLEHOC C. (1991) - *Comportement de l'Uranium dans les systemes volcaniques. Exemple du Vico*. These de Doct. n. 9030, Univ. Pierre et Marie Curie.
- FOLEY S.F. & VENTURELLI G. (1989) - *High-K<sub>2</sub>O rocks, with high MgO, high SiO<sub>2</sub> affinities*. In Crawford A. J. (Ed) Boninites. London, Unwin Hyman, 72-88
- FOLEY S.F., VENTURELLI G., GREEN D. H. & TOSCANI L. (1987) - *The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models*. Earth Sci. Rev., **24**, 81-134.
- FORNASERI M. (1985) - *Geochronology of volcanic rocks from Latium (Italy)*. Rend. Soc. It. Miner. Petr., **40**, 73-106.
- FRANCALANCI L., MANETTI P. & PECCERILLO A. (1989) - *Volcanological and magmatological evolution of Stromboli Volcano (Aeolian Islands): the roles of fractional crystallization, magma mixing, crustal contamination and source heterogeneity*. Bull. Volcanol., **51**, 355-378.
- FRANCHI F. (1980) - *Il vulcanismo dell'Isola di Capraia: affinità magmatica ed implicazioni geodinamiche*. Tesi di laurea, Pisa.
- GALLO F., GIANNETTI F., VENTURELLI G. & VERNIA L. (1984) - *The Kamafugitic rocks of San Venanzo and Cupaello, central Italy*. N. J. Mineral M., **5**, 198-210.
- GIANELLI G., PUXEDDU M., BATINI F., BERTINI G., DINI I., PANDELI E. & NICOLICH R. (1988) - *Geological model of a young volcano-plutonic system: the geothermal region of Monte Amiata (Tuscany, Italy)*. Geothermics, **17**, 719-734.
- GIANNELLI I., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1980) - *Breve quadro stratigrafico e paleogeografico del neogene e del Quaternario del Valdarno inferiore, della Val di Fine e della Val di Cecina*. 9-19.
- 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.
- HAWKESWORTH C.J. & VOLLMER R. (1979) - *Crustal contamination versus enriched mantle: <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd and <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr evidence from the Italian volcanics*. Contrib. Mineral. Petrol., **69**, 151-165.
- HOLM P.M., LOU S. & NIELSEN A. (1982) - *The geochemistry and petrogenesis of the lavas of the Vulsinian district, Roman Province, Central Italy*. Contr. Mineral. Petrol., **80**, 367-378.
- HOLM P.M. & MUNKSGAARD N.C. (1982) - *Evidence for mantle metasomatism: an oxygen and strontium isotope study of the Vulsinian District, Central Italy*. Earth Planet. Sci. Lett., **60**, 376-388.
- 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.
- HURLEY P.M., FAIRBAIRN H.W. & PINSON W.J. H., (1966) - *Rb-Sr isotopic evidence in the origin of potash-rich lavas of*



- western Italy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **5**, 301-306.
- IACCARINO S., VERNIA L., BATTINI P. & GNAPPI G. (1991) - *Osservazioni stratigrafiche sul bordo orientale del bacino di Radicofani*. Evoluzione dei bacini neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario toscano-laziale, Pisa, 44-45.
- INNOCENTI F. (1967) - *Studio chimico-petrografico delle vulcaniti di Radicofani*. *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.*, **13**, 99-128.
- JOLIVET L., DANIEL J.M. & FOURNIER M. (1991) - *Geometry and kinematics of extension in Alpine Corsica*. *Earth Planet. Sci. Letters*, **104**, 278-291.
- JUTEAU M., MICHARD A. & ALBAREDE F. (1986) - *The Pb-Sr-Nd isotope geochemistry of some recent circum-Mediterranean granites*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 331-340.
- JUTEAU M., MICHARD A., ZIMMERMANN J. & ALBAREDE F. (1984) - *Isotopic heterogeneities in the granitic intrusion of Monte Capanne (Elba Island, Italy) and dating concepts*. *J. Petrol.*, **25**, 532-545.
- KASTENS K.A., MASCLE J. & et al. (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insights into passive margin and backarc basin evolution*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**, 1140-1156.
- KELLER J.V.A. & PIALI G. (1990) - *Tectonics of the island of Elba: a reappraisal*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **109**, 413-425.
- LANDI P. (1990) - *Stratigraphy and petrochemical evolution of Latera Volcano*. *Per. Min.*, **56** (1987), 201-224.
- LAURENZI M.A. & VILLA I.M. (1985) - *Datazione K/Ar dei centri vulcanici di Vicovaro e San Venanzo*. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **40**, 422-423.
- LAURENZI M. A. & VILLA I.M. (1991) - *The age of the early volcanic activity of Mt. Amiata volcano, Tuscany: evidence for a paleomagnetic reversal at 300 Ka bp*. *Plinius*, **6**, 182-183.
- LAVECCHIA G. (1988) - *The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis*. *Tectonophysics*, **147**, 263-296.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1989) - *Tettonica e magmatismo nell'Appennino settentrionale lungo la geotraversa Isola del Giglio Monti Sibillini*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **108**, 237-254.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1990) - *The Tyrrhenian zone: a case of lithospheric extension control of intra-continental magmatism*. *Earth Planet. Sci. Letters*, **99**, 336-350.
- LE BAS M. J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A. & ZANETTIN B. (1986) - *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram*. *J. Petrol.*, **27**, 745-750.
- LIEW T.C. & A.W. HOFMANN (1988) - *Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**, 129-138.
- LISTER G.S., ETHERIDGE M.A. & SYMONDS P.A. (1986) - *Detachment faulting and the evolution of passive continental margins*. *Geology*, **14**, 246-250.
- LOCARDI E. (1985) - *Neogene and Quaternary Mediterranean volcanism: the Tyrrhenian example*. In: STANLEY D.J. & WEZEL F.C. (Eds.) *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. New York, Springer Verlag, 273-291.
- MALINVERNO A. & RYAN W. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. *Tectonics*, **5**, 227-246.
- MANTOVANI E. (1982) - *Some remarks on the driving forces in the evolution of the Tyrrhenian basin and Calabrian arc*. *Earth Evol. Sci.*, **3**, 266-270.
- MANTOVANI E., BABBUCCI D., ALBARELLO D. & MUCCIARELLI (1990) - *Deformation pattern in the central Mediterranean and behavior of the African/Adriatic promontory*. *Tectonophysics*, 63-79.
- MANTOVANI E., BABBUCCI D. & FARZI F. (1985) - *Terziary evolution of the Mediterranean region: major outstanding problems*. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, **27**, 67-90.
- MARINELLI G. (1961) - *Genesi e classificazione delle vulcaniti recenti toscane*. *Atti. Soc. Tosc. Sci. Nat.*, **68**, 74-116.
- MARINELLI G. (1975) - *Magma evolution in Italy*. In: SQUIRES C. H. (Ed.) *Geology of Italy*. Tripoli, 165-219.
- MARINELLI G. (1983) - *Il magmatismo recente in Toscana e le sue implicazioni minerogetiche*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **26**, 111-124.
- MENZIES M.A. (1990) - *Archean, Proterozoic and Phanerozoic lithospheres*. *Continental Mantle*. Oxford, Clarendon Press.
- METRICH N., SANTACROCE R. & SAVELLI C. (1988) - *Ventotene, a potassic Quaternary volcano in the central Tyrrhenian Sea*. *Rend. Soc. It. Mineral. Petr.*, **43**, 1195-1213.
- MOLNAR P. (1988) - *Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics*. *Nature*, **335**, 131-137.
- NAPPI G., RENZULLI A. & SANTI P. (1990) - *An evolutionary model for the Paleo-Bolsena and Bolsena volcanic complexes*. **56** (1987), 241-267.
- NINKOVICH D. & HAYS J.D. (1972) - *Mediterranean island arc and origin of high potash volcanoes*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **16**, 331-345.
- ORSZAG-SPERBER F. (1978) - *Le Néogène de la Corse et ses relations avec la géodynamique de la Méditerranée occidentale*. Etat, Paris XII.
- PALME H. & NICKEL K.G. (1985) - *Ca/Al ratio and composition of the earth's upper mantle*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 2123-2132.

- PANZA G.F., CALCAGNILE G., SCANDONE P. & MUELLER S. (1980) - *La struttura profonda dell'area mediterranea*. Le Scienze, 60-69.
- PASQUARE G., CHIESA S., VEZZOLI L. & ZANCHI A. (1983) - *Evoluzione paleogeografica e strutturale di parte della Toscana meridionale a partire dal Miocene superiore*. Mem. Soc. Geol. It., **25**, 145-157.
- PANZA G.F., MUELLER S. & CALCAGNILE (1980) - *The gross feature of the lithosphere - asthenosphere system in Europe from seismic surface waves and body waves*. Pure Appl. Geophys., **118**, 1209-1213.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1991) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., in stampa.
- 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 - Advances in Earth Science Research*. Atti dei Convegni Lincei, **80**, 157-176.
- PECCERILLO A. (1985) - *Roman Comagmatic Province (central Italy): evidence for subduction-related magma genesis*. Geology, **13**, 103-106.
- PECCERILLO A., CONTICELLI S. & MANETTI P. (1990) - *Petrological characteristics and genesis of recent magmatism of South Tuscany and North Latium*. Per. Mineral., **56** (1987), 167-183.
- 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. Afr., **88**, 379-394.
- PECCERILLO A., POLI G. & SERRI G. (1988) - *Petrogenesis of orenditic and kamafugitic rocks from Central Italy*. Can. Mineral., **26**, 45-65.
- PECCERILLO A., POLI G. & TOLOMEO L. (1984) - *Genesis, evolution and tectonic significance of K-rich volcanics from the Alban Hills (Roman comagmatic region) as inferred from trace element geochemistry*. Contrib. Mineral. Petrol., **86**, 230-240.
- PINARELLI L. (1987) - *Considerazioni geochimico-petrologiche sul vulcanismo acido della Provincia Magmatica Toscana*. Dottorato Ric., Firenze.
- 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*. Chem. Geol., **92**, 177-195.
- POLI G. (1985) - *Phase compositions in volcanic rocks from south Tuscany magmatic area (Central Italy): inferences on conditions of magma crystallization*. N. Jb. Mineral. Abh., **151**, 141-161.
- POLI G. (1992) - *Geochemistry of Tuscan Archipelago Granitoids, central Italy: the role of hybridization processes in their genesis*. J. Geol.(in stampa).
- POLI G., FREY F.A. & FERRARA G. (1984) - *Geochemical characteristics of the South Tuscany (Italy) magmatic province: constraints on lava petrogenesis*. Chem. geol., **43**, 203-221.
- POLI G., MANETTI P. & TOMMASINI S. (1991) - *A Petrological review on Miocene-Pliocene intrusive rocks from southern Tuscany and Tyrrhenian Sea (Italy)*. Per. Min., **58** (1989), 109-126.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrescimento. Riflessi sul problema generale del limite alpi-appennini*. Mem. Soc. Geol. It., **28**, 549-576.
- PUXEDDU M. (1972) - *Studio chimico-petrografico delle vulcaniti del Monte Cimino (Viterbo)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., **78 A**, 329-394.
- REUTTER K., GIESE P. & CLOSS H. (1980) - *Lithospheric split in the descending plate: observations from the North Apennines*. Tectonophysics, **64**, T1-T9.
- ROGERS N.W., HAWKESWORTH C.J., PARKER R.J. & MARSH J.S. (1985) - *The geochemistry of potassic lavas from Vulcini, Central Italy and implications for the mantle enrichment processes beneath the Roman province*. Contr. Mineral. Petrol., **90**, 244-257.
- ROVENNI E. (1985) - *Studio petrochimico delle vulcaniti dei Sabatini*. Tesi di Laurea, Pisa.
- 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**, 714-717.
- SARTI G. & TESTA G. (1991) - *Evidenze di attività tettonica alto-messiniana nel bacino di Volterra (Pisa)*. Evoluzione dei bacini neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area Tosco-Laziale, Pisa, 50-51.
- SARTORI R. (1990) - *The main results of O.D.P. Leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of Perityrrhenian areas*. In K.A. KASTENS, J. MASCLE, et al. (eds), Proc. O.D.P., Sci. Results, **107**, College Station TX, 715-730.
- SAUPE F., MARIGNAC C., MOINE B., SONET J. & ZIMMERMANN J.L. (1982) - *Datation par les methodes K/Ar et Rb/Sr de quelques roches de la partie orientale de l'île d'Elbe (province de Livourne, Italie)*. Bull. Mineral., **105**, 236-245.
- SCANDONE P. (1979) - *Origin of Tyrrhenian sea and Calabrian arc*. Boll. Soc. Geol. Ital., **98**, 27-34.
- 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.
- STOPPA F., LAVECCHIA G. & LUPINI L. (1991) - *Ultra-alkaline magmatism in the Umbrian-Latium district: petrological and geological features*. Plinius, **4**, 92-94.

- STOPPA F. & VILLA I.M. (1991) - *Primi dati cronologici del distretto ultra-alciano umbro-laziale*. Evoluzione dei bacini neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario tosco-laziale, Pisa, 54.
- STRECKEISEN A. & LE MAITRE R.W. (1979) - *A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks*. N. Jb. Miner. Abh., **136**, 169-206.
- TAYLOR S.R. & MCLENNAN S.M. (1985) - *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell Sci. Publ.
- THOMPSON R. N., (1977) - *Primary basalts and magma genesis. III. Alban Hills Roman Comagmatic Province, Central Italy*. Contrib. Mineral. Petrol., **60**, 91-108.
- TURCOTTE D.L. (1983) - *Mechanisms of crustal deformation*. J. Geol. Soc. London, **140**, 701-724.
- TURI B. & TAYLOR H.P.J. (1976a) - *High-18O igneous rocks from the Tuscan magmatic Province, Italy*. Contrib. Mineral. Petrol., **55**, 33-54.
- TURI B. & TAYLOR H.P.J. (1976b) - *Oxygen isotope studies of potassic volcanic rocks of the Roman Province, central Italy*. Contrib. Mineral. Petrol., **55**, 1-31.
- VAN BERGEN M.J. (1985) - *Common trace-element characteristics of crustal- and mantle-derived K-rich magmas at Mt. Amiata (Central Italy)*. Chem. Geol., **48**, 125-135.
- VAN BERGEN M.J., GHEZZO C. & RICCI C.A. (1983) - *Minette inclusions in the rhyodacitic lavas of Mt. Amiata (Central Italy): mineralogical and chemical evidence of mixing between Tuscan and Roman-type magmas*. J. Volcanol. Geoth. Res., **19**, 1-35.
- VAREKAMP J.C. & KALAMARIDES R.I. (1989) - *Hybridization processes in leucite tephrites from Vulcini, Italy, and the evolution of the Italian potassic suite*. J. Geophys. Res., **94**, 4603-4618.
- VILLA I.M. (1988) - *Excess Ar in K-rich volcanites: the role of fluids*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **43**, 95-104.
- VILLA I.M., GIANELLI G., PUXEDDU M., BERTINI G. & PANDELI E. (1987) - *Granitic dykes of 3.8 Ma age from a 3.5 km deep geothermal well at Larderello (Italy)*. Granite and their surroundings, Verbania, SIMP, 42, 364.
- VILLA I. M., GIULIANI O., DE GRANDIS G. & CIONI R. (1989) - *Datazioni K/Ar dei Vulcani di Tolfa e Manziana*. Boll. G.N.V., **5**, 1025-1026.
- VILLA I.M. & SERVA L. (1991) - *Verso una datazione della lava di Cupaello*. Plinius, **4**, 102-103.
- VOLLMER R. (1976) - *Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of alkaline rocks: the alkaline rocks from Italy*. geochim. Cosmochim. Acta, **40**, 283-295.
- VOLLMER R. (1977) - *Isotopic evidence for genetic relations between acid and alkaline and alkaline rocks in Italy*. Contr. Mineral. Petrol., **60**, 109-118.
- VOLLMER R., JOHNSTON K., GHIARA M.R., LIRER L. & MUNNO R. (1981) - *Sr isotope geochemistry of megacrysts from continental rift and converging plate margin alkaline volcanism in south Italy*. J. Volcanol. Geoth. Res., **11**, 317-327.
- WAGNER C. & VELDE D. (1986) - *The mineralogy of K-rich rhyolite-bearing lamproites*. Am. Mineral., **71**, 17-37.
- WEZEL F.C. (1982) - *The Tyrrhenian Sea: a rifted tectonic-swell basin*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 531-568.
- WEZEL F.C. (1985) - *Structural features and basin tectonics of the Tyrrhenian Sea*. In: STANLEY D.J. & WEZEL F.C. (Eds.) *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. New York, Springer Verlag, 153-194.

Finito di stampare presso la Tipografia  
"Grafica 83" di Città di Castello  
Luglio 1992

Autorizzazione Tribunale di Camerino n. 4/82 del 17.12.1982  
Direttore responsabile Prof. ERNESTO CENTAMORE