

PRESENTAZIONE DI ALCUNI ASPETTI TETTONICO-STRUTTURALI E PETROLOGICI
DEL DISTRETTO ULTRA-ALCALINO UMBRO-LAZIALE(**)

INDICE

RIASSUNTO	pag. 327
ABSTRACT	” 327
INTRODUZIONE	” 327
CONTESTO GEOLOGICO	” 328
ANALISI STRUTTURALE	” 330
CARATTERISTICHE PETROLOGICHE	” 332
ASPETTI MAGMATOGENETICI	” 334
CONSIDERAZIONI FINALI	” 335
TESTI CITATI	” 336

RIASSUNTO

Nell'area umbro-laziale è stato recentemente identificato un distretto magmatico ultra-alkalino, chiamato *ULUD* ("Umbria-Latium Ultra-alkaline District"), localizzato immediatamente ad est dell'area di affioramento dei prodotti della provincia Campano Romana, al limite esterno dell'area toscotirrenica a litosfera assottigliata. L'analisi strutturale e il calcolo tensoriale effettuato su sistemi di faglia situati in alcune aree campione e in differenti unità lito-stratigrafiche all'interno di *ULUD*, compresi i prodotti ignei, ha consentito la definizione della successione e delle geometrie degli eventi deformativi pliocenico-quadernari, evidenziando una tettonica complessa prevalentemente distensiva e transtensiva.

In numerosi centri eruttivi monogenici di *ULUD* sono tutti riferibili al Pleistocene sup. e sono distribuiti lungo i sistemi di faglia che bordano i *graben* plio-pleistocenici. L'attività vulcanica è predominantemente caratterizzata da eruzioni ad alta velocità di piccoli volumi magmatici che hanno prodotto *maar*, diatremi, conici e bastioni piroclastici. In *ULUD* le rocce laviche o subvulcaniche sono relativamente scarse; esse hanno paragenesi peculiari che comprendono melilitite, leucite, kalsilite, monticellite, wollastonite, perovskite e/o calcite ricca in Ba e Sr. Inoltre sono presenti quantità accessorie di rari minerali di CaTi-Zr, come il granato schorlomitico. Le rocce piroclastiche contengono feldspati alcalini oltre ai medesimi minerali essenziali delle lave e subvulcaniti, come il diopside, la flogopite, la forsterite e piccoli noduli di rocce ultrabasiche di mantello. I litotipi coprono una gamma composizionale che va dalle melilititi agpaistiche alle Ca-carbonatiti alle trachifonoliti. Il contesto geologico e le caratteristiche petrologiche di *ULUD* suggeriscono un inquadramento geodinamico simile a quello degli altri complessi ultra-alkalini nel mondo e riferibile a situazioni di *rift* intra-continentale.

ABSTRACT

The widespread magmatism that has dominated the Pleistocene history of the Roman-Campanian Province has been the subject of much study, but the coeval magmatism

(*) Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Perugia.

(**) Ricerca svolta con i finanziamenti del GNDT-CNR, U.O. Perugia, responsabile G. LAVECCHIA.

of the eastern Umbria-Latium zone has received less attention. This contribution is intended to fill the gap by providing an introduction to the geology, volcanology and petrology of the "Umbria-Latium ultra-alkaline district" (*ULUD*, Central Italy). This district consists of numerous, generally monogenetic igneous centres, all of which are Late Pleistocene in age. They show strong peculiarities in both volcanic behaviour and chemical characteristics. The igneous centres occur as cinder cones, lava flows, dykes, maars and diatremes along the Plio-Pleistocene graben faults and adjoining blocks. The existing subvolcanics or lavas display peculiar mineral assemblages with melilitite, leucite, kalsilite, monticellite, wollastonite, perovskite and/or Ba-Sr-rich Ca-carbonate. In addition, they always contain very unusual Ti-rich garnet and Zr-CaTi minerals whose rare occurrence in the world is confined to carbonate magmatic rocks. These rock types range from agpaite melilitolite and melilitite to Ca-carbonatite. The pyroclastics contain commonly feldspars, mostly sanidine, and share with the *ULUD* sub-volcanics and lavas almost ubiquitous diopside, phlogopite, olivine and small mantle-nodules. The pyroclastic rocks range from melilitite-carbonatite tuffs to miaskitic trachy-phonolitic tuffs.

In *ULUD*, volcanic behaviour and rock types strongly resemble those generally observed in classical, continental rift-related magmatic provinces. The affinity between the *ULUD* rocks and those of the western branch of the East Africa Rift system helps in interpreting the strain field developed at the Tyrrhenian eastern border as intra-continentale and rift related.

PAROLE CHIAVE: Tettonica, magmatismo, Pleistocene, Umbria, Italia centrale.

KEY WORDS: Tectonics, Magmatism, Pleistocene, Umbria, Central Italy.

INTRODUZIONE

L'area umbro-laziale è caratterizzata dalla presenza nel settore orientale di una peculiare associazione di affioramenti ignei, di età Pleistocene sup., costituiti da lave o subvulcaniti di tipo melilitico-carbonatitico affioranti a San Venanzo, Cupaello, Colle Fabbri e Polino e di rocce piroclastiche mineralogicamente variabili da melilititi a trachifonoliti presenti in varie località (Acquasparta, Massa Martana, Perugia, Pornello, Titignano, Macchie, Pietrafitta, Poggio Bustone, Cascia, Norcia, Stroncone, Leonessa) (Figg. 1 e 2). L'importanza e addirittura la presenza di queste rocce è stata fino ad ora trascurata in letteratura, benché esse individuino un distretto magmatico ultra-alkalino di età pleistocenica sup. (*ULUD*: "Umbria-Latium Ultra-alkaline District", LAVECCHIA & STOPPA, 1990), dalle caratteristiche estremamente interessanti e siano inoltre strettamente relazionati al magmatismo ultra-potassico del margine orientale tirrenico. Obiettivo di que-

sto lavoro è di mettere in evidenza tali caratteristiche riassumendo e commentando in maniera generale la geologia e la petrologia di questo distretto.

ULUD è caratterizzato da piccoli centri di emissione, generalmente localizzati in corrispondenza delle principali faglie distensive plio-pleistoceniche. L'attività eruttiva più tipica è fortemente esplosiva e testimoniata della formazione di *maar* e diatremi. Particolarmente interessante è il diatrema di Polino (STOPPA & LUPINI, 1991), costituito da un condotto cilindrico di 30 m di diametro riempito da blocchi carbonatitici massivi grandi fino ad un metro, immersi entro una tuffite cementata da calcite, composta principalmente da lapilli carbonatitici a struttura concentrica.

Anche a San Venanzo esiste un *maar* con diametro massimo di 300 metri associato ad una sottostante struttura diatremica documentata per mezzo di indagini geofisiche. La presenza di altri diatremi è sospettata in base alla geometria e alle facies dei depositi ignei presenti in altri luoghi come a Titignano. Tra i morfotipi vulcanici in *ULUD* i più comuni sono i coni e i bastioni piroclastici, anche associati ad attività lineare, meno comuni sono colate laviche e messa in posto di

dicchi. Ampie aureole termometamorfiche e fenomeni di alterazione idrotermale, anche spinta, delle rocce del substrato sono state osservate in molti luoghi. Fenomeni collaterali sono legati alla presenza di CO_2 (diffusione di travertini, forti arricchimenti in CO_2 nelle sorgenti, specie di acque di provenienza profonda, falde in pressione di CO_2) e di fluidi mineralizzanti (depositi di fluorofosfati, carbonati, solfati e solfuri).

Dal punto di vista magmatologico, *ULUD* è molto interessante, in quanto comprende rocce rarissime come la olivina leucite melilitite (venanzite: SABATINI, 1899), la kalsilitite-melilitite (coppaelite: SABATINI, 1903), la leucite wollastonite melilitolite (euremite: STOPPA, 1988), la Ca-carbonatite (monticellite-alvikite: STOPPA & LUPINI, 1991) (Tab. I). Inoltre, quasi tutte le rocce di *ULUD* contengono xenocristalli e piccoli noduli ultrabasici di origine mantellica.

Una simile associazione è litologicamente comparabile solo con il distretto ultra-alcalino ugandese (Bufumbira-Fort Portal) (HOLMES, 1942; MITCHELL & BELL, 1976; DAWSON *et al.*, 1985; BARKER & NIXON, 1989). Geochimicamente le rocce *ULUD* mostrano anche molte affinità con le serie alte in potassio (*HKS*) della Provincia Campano-Romana, ove seppure raramente, sono segnalate rocce leucitico-melilititiche (FORNASERI *et al.*, 1963; FEDERICO & GIANFAGNA, 1982; CIONI *et al.*, 1991) e mineralizzazioni interpretabili come carbonatiti di stadio tardivo (LOCARDI, 1990). E' quindi evidente che lo studio e l'interpretazione di *ULUD* ha fondamentali implicazioni per quanto riguarda l'ambientazione geodinamica del magmatismo pleistocenico sup.-quaternario del margine orientale tirrenico.

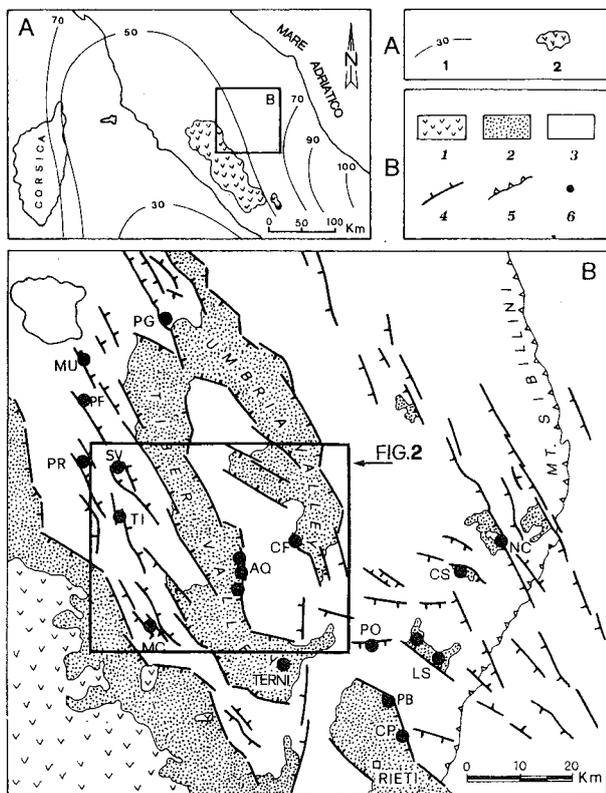


Fig. 1 - Localizzazione di *ULUD*. 1A: 1 = isobate della base della litosfera in km; 2 = vulcaniti pleistoceniche della Provincia Campano-Romana. 1B: 1 = vulcaniti pleistoceniche del distretto vulsino; 2 = sedimenti plio-pleistocenici fluvio-lacustri; 3 = serie carbonatico pelagica in facies umbro-marchigiana e sequenze torbiditiche toscane ed umbre (Arenarie del Trasimeno e Marnoso Arenacea); 4 = faglie dirette e transtensive; 5 = sovrascorrimento dei monti Sibillini; 6 = affioramenti piroclastici più importanti di *ULUD* (AQ = Acquasparta, CS = Cascia, LS = Leonessa, MC = Macchie, MU = Mugnano, NC = Norcia, PB = Poggio Bustone, PF = Pietrafitta, PG = Perugia, TI = Titignano); colate laviche e centri subvulcanici (CF = Colle Fabbri, CP = Cupaello, PO = Polino, SV = San Venanzo e Pian di Celle).

CONTESTO GEOLOGICO

Il Distretto Ultra-alcalino Umbro-Laziale è localizzato nella zona di transizione laterale tra la litosfera toscano-tirrenica assottigliata e quella adriatica non assottigliata (STOPPA & LAVECCHIA, 1992) (Fig. 1A). Ai livelli crostali più superficiali, l'area di *ULUD* comprende i bacini intermontani della Media Val Tiberina, della Valle Umbra e le conche di Terni, Rieti, Cascia e Norcia (Figg. 1-2). Le suddette depressioni si identificano con *graben* bordati ad oriente da imponenti *master faults* e ad occidente da sistemi di faglie antitetiche (Fig. 3). Le faglie bordiere alternano tratti a direzione N 130°-150° (direzione appenninica), caratterizzati da una deformazione prevalentemente distensiva (*dip-slip*), con tratti obliqui a direzione N-S o N 110°, caratterizzati invece da cinematica transtensiva coeva a quella di *dip slip* (con componente trascorrente destra nei tratti N 110° e sinistra nei tratti NS). I segmenti obliqui costituiscono elementi di svincolo fra rami coevi del sistema di bacini distensivi e vengono da noi interpretati come faglie di trasferimento.

La geometria in profondità dei *graben* può essere desunta dall'analisi di una linea sismica a riflessione che si sviluppa in direzione circa E-W dalla Media Val Tiberina alla Valle Umbra (BARCHI *et al.*, 1991). Essa è caratterizzata dalla presenza di faglie bordiere planari almeno fino alla profondità di circa 8 Km e da uno spessore relativamente uniforme e modesto (300-400 m) dei sedimenti fluvio-lacustri di riempimento dei bacini. Ciò porta quindi ad escludere, nei blocchi ribassati, l'esistenza di geometrie del tipo "roll-over".

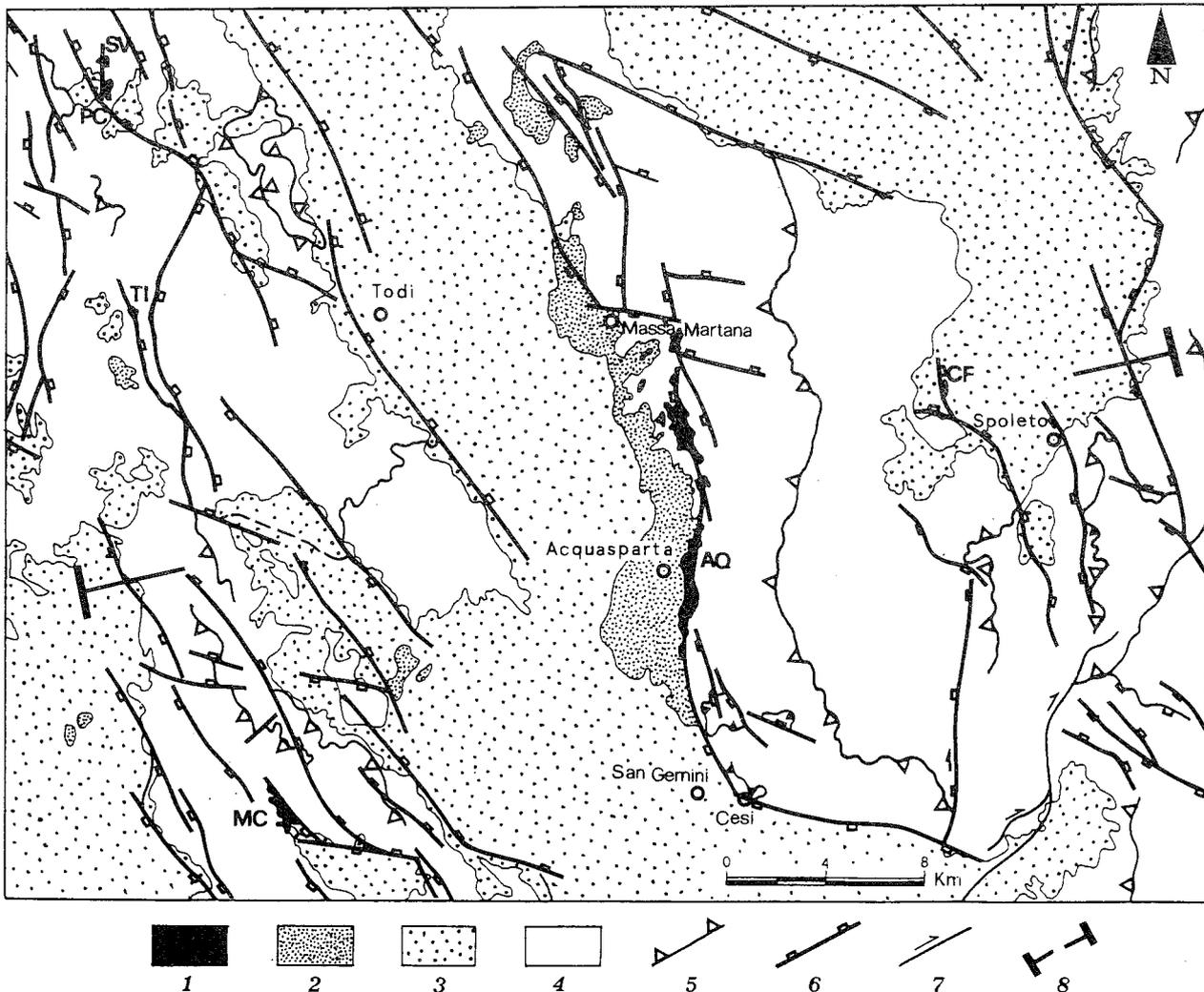


Fig. 2 - Schema geologico di un settore di ULUD, corrispondente all'area del riquadro in Fig. 1B: 1 = affioramenti ignei appartenenti a ULUD (AQ = Acquasparta, CF = Colle Fabbri, MC = Macchie, PC = Pian di Celle, TI = Tittignano, SV = San Venanzo), 2 = travertini, 3 = sedimenti plio-pleistocenici di riempimento dei graben; 4 = multilayer meso-cenozoico umbro-marchigiano e sequenza torbiditica toscana e umbra (Arenarie del Trasimeno e Marnoso-Arenacea), 5 = faglie inverse, 6 = faglie dirette o transtensive, 7 = faglie trascorrenti, 8 = traccia della sezione di fig. 3.

L'attività tettonica distensiva che determina lo sviluppo delle strutture suddette inizia alla base del Pliocene sup. (CONTI & GIROTTI, 1977), o addirittura al tetto del Pliocene inf., e precede, quindi, ampiamente l'attività magmatica di ULUD che si verifica solo tardivamente, nel Pleistocene sup., in un momento caratterizzato da prevalente tettonica verticale. I centri ignei di ULUD sono quasi sempre collocati ai margini dei bacini intermontani plio-pleistocenici in corrispondenza delle principali faglie bordiere ed in genere i prodotti vulcanici ricoprono le precedenti sequenze fluvio-lacustri. In particolare, il maar di San Venanzo e il cono di scorie di Pian di Celle (0.465 Ma: LAURENZI & VILLA, 1984; FORNASERRI, 1985), sono localizzati secondo una direzione N-S a 500 metri di distanza l'uno dall'altro, lungo la zona di faglia bordiera occidentale del graben del Tevere. In analogia posizionale strutturale si trovano alcuni affioramenti di piroclastiti non rimaneggiate, di notevole spessore, con strutture sedimentarie e granulometrie indicanti prossimalità, localizzati nei pressi di Perugia, Pietrafitta, Pornello, Tittignano e Macchie. Lungo il sistema di faglie che delimita ad est il graben del Tevere ("faglia

dei Martani") affiorano invece le piroclastiti di Acquasparta che si estendono con continuità per oltre 10 km fra gli abitati di Massa Martana ed Acquasparta (0.39 Ma: STOPPA & VILLA, 1991).

Il dicco di Colle Fabbri (0.55 Ma: STOPPA & LAVECCHIA, 1992) è posto nella Valle Umbra in corrispondenza di una faglia diretta immergente verso E che disloca terreni mio-pliocenici ed è suturata da conglomerati pleistocenici. Il centro effusivo di Cupaello (0.64 Ma: VILLA *et al.*, 1991) e i depositi piroclastici di Poggio Bustone (BOSI *et al.*, 1991) si collocano sulla faglia bordiera orientale della Conca Reatina. In posizione più esterna, all'interno del sistema a pieghe e sovrascorimenti umbro-marchigiano, si trovano i depositi piroclastici del bacino di Leonessa, il diatema carbonatico di Polino (Terni), localizzato, lungo una faglia transtensiva destra a direzione N 80°E, ed i piccoli affioramenti di piroclastiti presenti nelle aree di Norcia e di Cascia, lungo sistemi di faglie dirette a direzione N 160° (Fig. 2). L'età radiometrica ottenuta per i depositi piroclastici varia fra 0.53 e 0.34 Ma (STOPPA & VILLA, 1991; VILLA, com. personale).

Tab. I - Schema riassuntivo delle località di reperimento, giacitura, tipo di attività magmatica associata alla messa in posto, componenti essenziali e accessori di alcune rocce rappresentative delle magmatiti di *ULUD*. Lc = leucite, Phl = flogopite, Cc = carbonati, Ol = olivina.

LOCALITA'	Pian di Celle (Terni)	Pian di Celle (Terni)	San Venanzo (Terni)	Colle Fabbri (Perugia)	Cupaello (Rieti)	Polino (Perugia)	Località varie (Umbria)
GIACITURA	piccoli dicchi e filoni	colata lavica da cono di scorie	anello di tufo maar-vulcano	dicco	colata lavica	"plug" di breccia tuffisitica	tufi primari di vario tipo
ATTIVITA' ASSOCIATA	intrusiva tardive	effusiva sub-terminale	surges piroclastici	intrusiva, freatomagmatica	effusiva	esplosiva, diatremica	surges, air-fall flussi pirocl.
LITOTIPO	Lc-Phl-Cc melilitolite	Ol-Lc melilitite (venanzite)	bomba melilititica	Lc-wollastonite melilitolite (euremite)	melilitite kalsilitite	monticellite alvikite	trachi-fonoliti
P				anortite			analcime anortite anortoclasio
A	apatite carbonati* diopside flogopite* gotzenite kalsilitite	apatite carbonati diopside flogopite	carbonati* flogopite	apatite carbonati diopside	apatite carbonati diopside* flogopite*	apatite carbonati* flogopite*	carbonati diopside* flogopite*
R							
A		kalsilitite			kalsilitite* khibinskite leucite melilitite* monticellite		leucite melilitite
G	leucite* melilitite*	leucite* melilitite* monticellite	leucite* melilitite*	leucite* melilitite*		monticellite*	
E	nefelina olivina*	olivina* perovskite	olivina* perovskite		olivina perovskite	perovskite	olivina*
N							
E							
S				schorlomite solfuri		schorlomite solfuri	plagioclasio
I					sanidino		sanidino* sfene spinello
=fase essenziale	spinello vetro wollastonite zeoliti	spinello vetro zeoliti	spinello vetro zeoliti	spinello vetro (contatto) wollastonite* zeoliti	vetro zeoliti	spinello zeoliti	zeoliti

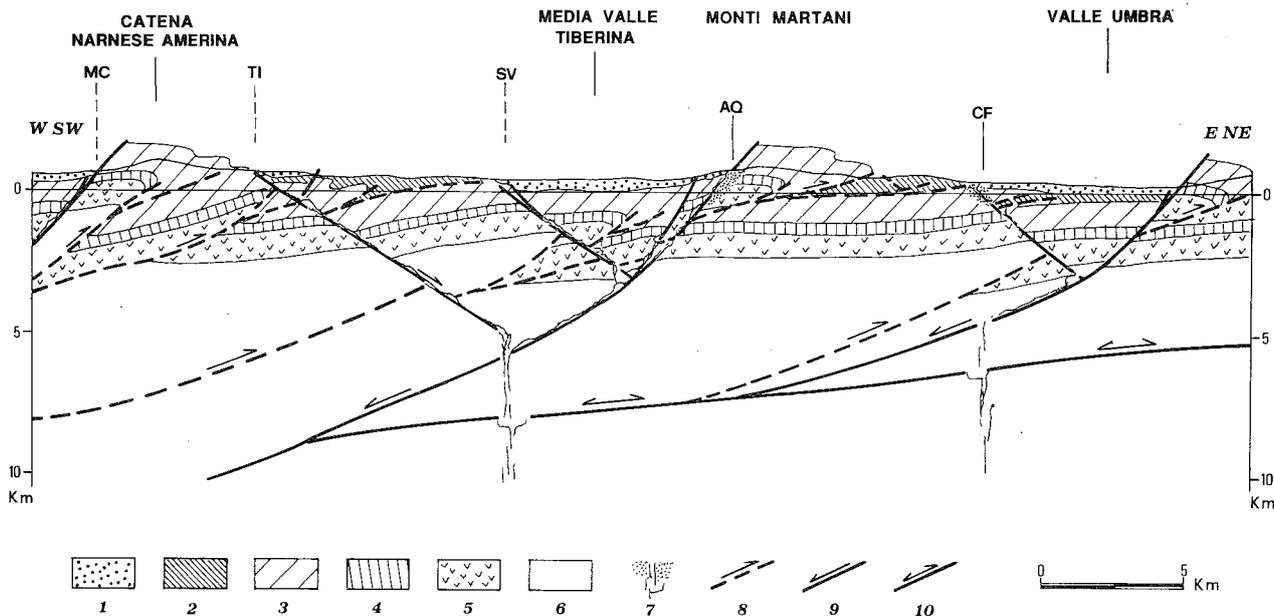


Fig. 3 - Sezione geologica interpretativa attraverso la Media Val Tiberina e la Valle Umbra. La traccia della sezione è riportata in Fig. 2. 1 = sedimenti fluvio-lacustri del Pliocene sup.-Pleistocene inf.; 2 = Marnoso-Arenacea; 3 = *multilayer* pelagico mesocenozoico umbro-marchigiano dalla base della Corniola al tetto della Scaglia Cinerea; 4 = Calcare Massiccio; 5 = Anidriti di Burano; 6 = basamento metamorfico permo-triassico; 7 = corpi magmatici (ipotetici); 8 = sovrascorrimenti; 9 = faglie dirette e transtensive; 10 = faglie di inversione. AQ = Acquasparta, CF = Colle Fabbri, MC = Macchie, TI = Titiignano, SV = San Venanzo.

E' evidente quindi che la localizzazione dei centri eruttivi è strettamente relazionata a quella delle discontinuità dirette e transtensive plio-pleistoceniche. E' ipotizzabile quindi che la risalita dei magmi sia stata, almeno ai livelli crostali più superficiali, strettamente controllata dalla geometria del campo deformativo preesistente. In molti casi si osservano, però, deformazio-

ni anche a carico delle rocce ignee stesse che evidenziano quindi successive e recentissime deformazioni.

ANALISI STRUTTURALE

Al fine di definire la successione degli eventi deformativi verificatisi nel Plio-Pleistocene nell'area di

ULUD è stato effettuato il rilevamento e l'analisi strutturale delle deformazioni fragili che interessano la successione mesozoico-terziaria umbro-marchigiana in prossimità della faglia dei Monti Martani, la sequenza fluvio-lacustre del Pliocene sup.-Pleistocene inf. affiorante nella Media Val Tiberina nella zona di San Gemini ed i centri vulcanici di San Venanzo ed Acquasparta.

La "faglia dei Martani" costituisce un importante lineamento strutturale che si sviluppa per circa 40 km con direzione N 160° nel settore settentrionale (a nord di Cesi) e per circa 10 km in direzione N 105° in quello meridionale (ad est di Cesi), bordando ad E la Media Val Tiberina e a N la Conca di Terni (Figg. 2 e 3). Il rilevamento geologico, realizzato nel settore compreso tra Massa Martana e San Gemini, ha messo in evidenza come il segmento a direzione N 160° abbia una geometria complessa caratterizzata da strutture ad andamento appenninico (N 130°-N 150°) fra loro vicarianti alternate a tratti N-S e N 100°. In particolare, questa geometria è particolarmente evidente anche alla scala mesoscopica in una stazione di misura presso Cesi (Fig. 4A) che evidenzia come le faglie con direzione N 130°-150° siano caratterizzate da movimenti di *dip-slip* o, in ogni caso da *pitch* molto prossimi ai 90°, mentre i segmenti N 110° e N-S siano caratterizzati da una cinematica transtensiva, con componente trascorrente destra nei tratti N 110° e sinistra nei tratti N-S. L'evidente accentramento delle strie in corrispondenza della linea di intersezione fra i due set di faglia dominanti (appenninico e N 100°) indica una contemporaneità di movimento lungo i due sistemi di faglia. Questa considerazione è confermata dai risultati del calcolo tensoriale svolto secondo il metodo di CAREY & BRUNIER (1974) ed applicato alla popolazione di faglie riportate nello stereogramma di Fig. 4A. Le strutture rilevate, indipendentemente dalla loro direzione, sono infatti tutte compatibili con un campo di sforzi distensivo caratterizzato da un σ_1 subverticale e da un σ_3 sub-

orizzontale con direzione N 36° e da un rapporto di forma ($\sigma_2 - \sigma_1 / \sigma_3 - \sigma_1$) di 0.6.

La localizzazione dei tratti obliqui (N-S e N 100°) rispetto alla direzione di estensione anti-appenninica, non è casuale, ma rispecchia la geometria di pre-esistenti discontinuità trascorrenti o transpressive sviluppatesi durante la fase compressiva che nel Miocene sup.-Pliocene inf. porta alla formazione del sistema a pieghe e sovrascorrimenti umbro-marchigiano. Ciò è particolarmente evidente nel segmento meridionale, a direzione N 100°, della faglia bordiera dei M.ti Martani (segmento a nord della Conca di Terni) caratterizzato, in fase distensiva, da una cinematica transtensiva destra, ma originatosi per inversione di una preesistente e più estesa struttura transpressiva sinistra. La riattivazione in senso distensivo di estesi tratti di zone di taglio trascorrenti non è ovviamente un meccanismo limitato al solo settore dei Monti Martani ma è al contrario, ampiamente diffuso in tutta l'area tosco-umbra occidentale. Infatti, la presenza di zone di debolezza preesistenti con posizione obliqua rispetto alle faglie appenniniche di neoformazione ha disturbato il regolare sviluppo longitudinale dei bacini distensivi plio-quadernari producendo brusche dislocazioni del loro depocentro.

Le deformazioni fragili presenti entro la successione plio-pleistocenica della Media Val Tiberina sono associate ad un campo di sforzi estensionale anti-appenninico, coassiale e subcontemporaneo (Pliocene sup.-Pleistocene inf.), a quello che determina lo sviluppo delle faglie bordiere (BARCHI *et al.*, 1991). Queste osservazioni sono confermate dall'analisi strutturale del conglomerato pleistocenico inf. di San Gemini (Terni), da noi realizzata secondo il metodo del calcolo del tensore medio associato ad una popolazione di strie su ciottolo (CAREY & BRUNIER, 1974) (Fig. 4B). Questo metodo, che per la prima volta viene applicato nell'area in esame, costituisce un valido strumento di calcolo tensoriale nei casi in cui la natura dei litotipi

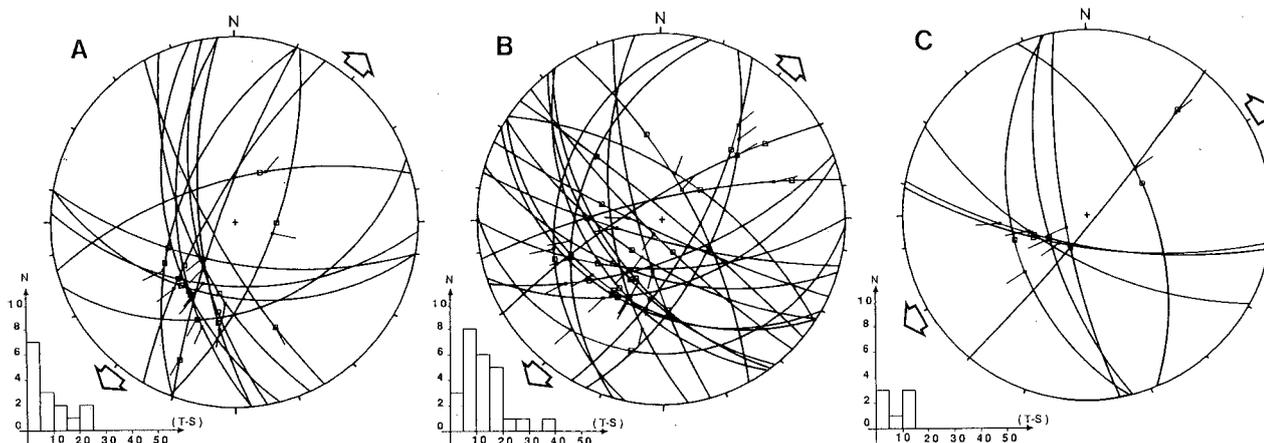


Fig. 4 - Proiezioni stereografiche (emisfero inferiore, reticolo equiangolare) delle superfici striate relative: 4A - piani di faglia maggiori rilevati nella Scaglia Rossa, lungo la faglia bordiera dei Monti Martani presso Cesi, ove si realizza l'interferenza fra i segmenti con direzione N 160° e N 100°; 4B - superfici striate di ciottoli rilevate nella cava di Colle Rotondo (1 km c.a a SE dell'abitato di Sangemini), in un ortoconglomerato della sequenza fluvio-lacustre del Pliocene sup.-Pleistocene inf.; 4C - mesofaglie distensive rilevate entro le piroclastiti di Acquasparta.

Le superfici striate sono state utilizzate per il calcolo dei parametri geometrici dell'ellissoide degli sforzi (direzione degli sforzi principali e rapporto di forma = $\sigma_2 - \sigma_1 / \sigma_3 - \sigma_1$). Il calcolo è stato effettuato col metodo di inversione messo a punto da CAREY & BRUNIER (1974), che porta alla determinazione, per ogni piano striato, dello scarto angolare (t-s) fra stria teorica (t, visualizzata dal quadratino sulla traccia ciclografica) e stria misurata (s). L'attendibilità del tensore calcolato è descritta sinteticamente dalla distribuzione degli scarti angolari nel relativo istogramma (di buona qualità se la percentuale di dati con scarto < 20° supera l'80%).

non consenta di avere dati relativi a popolazioni di faglie striate. L'unità stratigrafica analizzata è un ortoconglomerato a forte dominante calcarea, appartenente alla sequenza fluvio-lacustre del Pliocene sup.-Pleistocene inf.. Esso è relativamente classato, con una matrice quarzoso-calcarea in percentuale sufficiente a produrre striature meccaniche e, talvolta, strutture stillicoliche. Nonostante la forte dispersione nell'orientazione delle tracce ciclografiche corrispondenti a facce di ciottoli striati, si osserva un buon accentrimento dei vettori di scorrimento fra le direzioni N 40° e N 60°. Il tensore calcolato presenta l'asse σ_1 subverticale e l'asse σ_3 suborizzontale in direzione N 40°. La distribuzione degli scarti angolari (80% dei dati con scarto < 20°) suggerisce che le strutture riportate sono da ritenere cogenetiche e riferibili nella loro globalità, al campo deformativo distensivo associato alla formazione della faglia bordiera dei Martani.

Deformazioni fragili quali mesofaglie striate, talvolta associate a flusso cataclastico, e a sistemi di *joints* subverticali sono rilevabili anche nei materiali vulcanici. Queste deformazioni, che sono di estremo interesse vista la loro età molto recente (Pleistocene sup.), sono particolarmente evidenti nei depositi piroclastici di Acquasparta e nella colata lavica di Pian di Celle.

Nelle piroclastiti di Acquasparta si individuano due sistemi di faglie, non compatibili fra loro e chiaramente associati a due distinti eventi deformativi: un primo sistema costituito prevalentemente da faglie dirette con direzioni N 150°-160° e N 100° (Fig. 4C) ed un secondo sistema costituito da faglie trascorrenti destre con direzione N-S e N 20°-40° (Fig. 5A). Le mesofaglie del sistema diretto presentano direzioni sufficientemente disperse da consentire l'applicazione del metodo di CAREY & BRUNIER (1974), al fine di definire i parametri geometrici dell'ellissoide degli sforzi associato. Questo è caratterizzato da un al subverticale, da un σ_3 suborizzontale anti-appenninico (direzione N 60°) e da un rapporto di forma pari a 0.6. L'asse di massima estensione mostra sensibili variazioni da direzioni attorno a N 40° e a direzioni attorno N 60°, che rientrano però, entro un accettabile campo di dispersione, giustificato dalla piccola scala delle strutture tettoniche utilizzate per il calcolo tensoriale. Il campo degli sforzi così calcolato è quindi molto simile a quello pliocenico sup.-pleistocenico identificato nelle aree campione di Cesi e San Gemini.

Le deformazioni del sistema trascorrente (Fig. 5A) rilevate entro le piroclastiti di Acquasparta costituiscono un sistema del tutto indipendente, che in parte riattiva il precedente, caratterizzato da un *set* principale di mesofaglie destre con direzioni N-S e da un *set* meno sviluppato, orientato fra N 20° e N 40°, anch'esso destro. Quest'ultimo è rilevabile solo in prossimità di una zona di taglio maggiore (N 10° destra) e può quindi ragionevolmente essere interpretato come un *set* di *Riedel* sintetici. L'età recentissima della deformazione ed il buon grado di consistenza reciproca permette di ritenere cogenetica l'intera popolazione di faglie trascorrenti in questione e, conseguentemente, di definire i parametri dell'ellissoide degli sforzi tramite il semplice metodo geometrico dei *diedre droits*, che consente di risalire alla orientazione degli sforzi principali, ma non dà informazioni sul grado di anisotropia del tensore (ANGELIER & MECHLER, 1977; MARRETT & ALLMENDINGER, 1988) (Fig. 5B). Il campo degli sforzi così calcolato di tipo trascorrente con asse di massima compres-

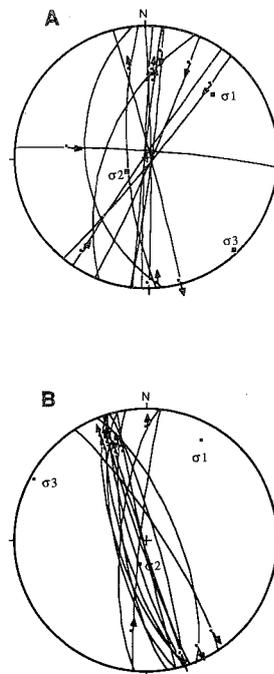


Fig. 5 - Proiezioni stereografiche (emisfero inferiore, reticolo equiangolare) delle meso-faglie con prevalente componente trascorrente rilevate entro le piroclastiti di Acquasparta (5A) ed entro la lava di Pian di Celle (5B). Il calcolo dei parametri dell'ellissoide è stato svolto con il metodo grafico dei *diedre droits*.

sione anti-appenninico (N 42°) è quindi incompatibile sia con il campo deformativo distensivo plio-pleistocenico che interessa la faglia bordiera dei Monti Martani ed i depositi sintettonici sia con quello post-pleistocene sup. che disloca le stesse piroclastiti di Acquasparta.

Deformazioni N-S trascorrenti destre, del tutto compatibili con quelle trascorrenti di Acquasparta, dislocano anche la colata lavica di Pian di Celle, localizzata lungo la faglia bordiera occidentale del *graben* del Tevere. In particolare, le deformazioni associate ad una faglia con direzione circa N 170°, e con un *pitch* medio di 15° permettono di calcolare tramite il metodo dei *diedre droits* un campo degli sforzi trascorrente caratterizzato da un σ_1 in direzione N 32° e da un σ_2 subverticale.

CARATTERISTICHE PETROLOGICHE

Le meliliti e le melilitoliti di ULUD (S. Venanzo e Pian di Celle, Cupaello, Colle Fabbri) sono caratterizzate dall'abbondanza di feldspatoidi (soprattutto di leucite e kalsilite) e si differenziano dalla maggior parte delle piroclastiti (anche se ad esse associate) che contengono essenzialmente K-feldspati. Nelle rocce magmatiche suddette fra le fasi mineralogiche più importanti quantitativamente sono l'olivina forsteritica, la monticellite, il diopside, la flogopite, la melilite, la calcite, la perovskite, gli ossidi di ferro, magnesio e titanio, lo spinello cromifero, l'apatite. Tipici delle rocce di ULUD sono inoltre i silicati di calcio come la wollastonite, ed i minerali ricchi in titanio e zirconio come la schorlomite, la khibinskite e la gotzenite (CUNDARI & FERGUSON, 1991; STOPPA & LUPINI, 1991).

In *ULUD* esistono varie facies ignee contenenti carbonati, prevalentemente di Calcio, con tessitura e composizione ignea. Tale quantità di carbonato diviene essenziale a Pian di Celle e S. Venanzo dove i carbonati sono presenti sia come matrice e monocristalli nei prodotti piroclastici, sia come componente essenziale intergranulare in facies melilitolitiche in piccoli dicchi, sia come corpi in giacitura filoniana interamente sostituiti da carbonato secondario. Tuttavia la rappresentante più emblematica tra i litotipi ignei carbonati in *ULUD* è la carbonatite affiorante a Polino che è definibile come una monticellite alvikite (STOPPA & LUPINI, 1991).

La flogopite è sempre presente nelle rocce di *ULUD* anche se in alcuni casi vi sono evidenze sia chimiche ($Mg > 92$, elevati contenuti di Ni e Cr) che tessiture (*kink-bands*) della sua origine xenocristallina (per esempio nella coppaelite e nella carbonatite di Polino). La stessa origine si può ritenere probabile per la forsterite nei casi in cui mostra un'estinzione ondulata,

una tessitura a mosaico ed orli di reazione monticellitici. L'origine di questo tipo di olivina probabilmente va ricercata nella disgregazione di noduli di mantello presenti solo in piccoli frammenti (nella venanzite e nella carbonatite di Polino). Uno schema riassuntivo della località di reperimento, giacitura, componenti essenziali e accessori dei litotipi di *ULUD* è data in tabella I.

La tabella II mostra le composizioni in elementi maggiori, le composizioni normative *CIPW* ed alcuni comuni parametri classificativi basati su analisi medie di lave e rocce intrusive. Le analisi delle rocce piroclastiche non sono riportate, perché debbono essere prese in considerazione con prudenza per la possibilità di contaminazioni prodotte da clasti di origine esterna. Le caratteristiche più interessanti della distribuzione degli elementi maggiori nelle composizioni melilititico-carbonatitiche del distretto Umbro-Laziale sono:

a) un alto grado di sottosaturazione in silice associato con alti numeri di Mg (fino a 92 nella carbonatite di Polino e nella coppaelite);

Tab. II - Composizione media degli elementi maggiori, deviazione *standard*, campo di variazione, norma *CIPW*, elementi in traccia e rapporti isotopici, di analisi selezionate relative a rocce ultra-alcaline del distretto umbro-laziale, da STOPPA & LAVECCHIA, (1992).

	Ca-CARBONATITE (POLINO)			MELILITOLITE (PIAN DI CELLE)			VENANZITE (PIAN DI CELLE)			EUREMITE (COLLE FABBRI)			COPPAELITE (CUPAELLO)		
	Av.7	σ	min. mas.	Av.7	σ	min. mas.	Av.30	σ	min. mas.	Av.9	σ	min. mas.	Av.25	σ	min. mas.
SiO ₂	18.96	1.90	16.22-21.99	38.53	1.80	36.31-40.61	41.51	0.62	39.82-42.61	42.46	1.35	39.56-44.68	44.12	0.70	42.57-45.25
TiO ₂	0.56	0.03	0.51- 0.59	2.15	0.33	1.57- 2.53	0.75	0.06	0.59- 0.88	0.46	0.04	0.41- 0.51	1.17	0.06	1.08- 1.34
Al ₂ O ₃	4.27	0.38	3.77- 4.68	9.70	0.78	8.72-10.57	11.50	0.74	9.72-12.49	10.11	1.09	8.64-11.51	8.01	0.43	7.02- 8.57
Fe ₂ O ₃	2.94	0.36	2.64- 3.69	3.40	0.57	2.82- 4.25	2.91	0.94	1.39- 4.80	1.83	0.46	1.32- 2.56	5.62	0.66	4.54- 7.16
FeO	1.99	0.35	1.31- 2.34	7.24	0.79	5.98- 8.47	3.95	0.76	2.09- 4.88	1.65	0.25	1.38- 2.03	2.07	0.55	0.49- 3.04
MnO	0.07	0.01	0.06- 0.07	0.15	0.05	0.10- 0.24	0.10	0.03	0.01- 0.17	0.07	0.02	0.05- 0.11	0.11	0.03	0.07- 0.17
MgO	11.38	2.02	7.31-13.52	8.64	1.33	6.44-10.19	12.73	0.77	11.26-15.04	1.73	0.12	1.51- 1.93	11.66	1.59	10.28-15.95
CaO	35.59	2.06	33.52-38.69	17.79	0.69	16.77-18.85	15.05	1.45	9.59-16.37	38.76	1.71	36.95-42.84	14.23	1.56	10.82-16.47
Na ₂ O	0.08	0.05	0.04- 0.19	1.39	0.34	0.95- 1.89	0.99	0.20	0.37- 1.20	0.44	0.08	0.33- 0.56	0.29	0.12	0.13- 0.57
K ₂ O	0.51	0.23	0.15- 0.76	6.09	0.73	5.06- 7.03	7.85	0.69	5.70- 8.86	1.19	0.23	0.62- 1.38	6.50	1.58	4.46- 9.88
P ₂ O ₅	0.59	0.07	0.46- 0.65	1.25	0.18	0.95- 1.49	0.43	0.06	0.30- 0.57	0.21	0.12	0.07- 0.38	1.23	0.08	1.03- 1.40
H ₂ O ⁺	3.46	1.37	1.70- 4.89	2.23	1.55	1.06- 5.55	1.39	1.23	0.16- 4.93	0.94	0.81	0.13- 2.46	4.84	1.54	2.74- 8.73
CO ₂	19.08	3.07	16.36-24.05	1.32	1.70	0.00- 4.44	0.81	1.25	0.00- 4.68	0.14	0.18	0.00- 0.47	0.15	0.46	0.00- 2.17
Mg#	92			71			87			69			92		
an	9.79			2.35			3.75			22.10			1.36		
lc	2.36			28.22			36.38			5.51			30.12		
ne	0.37			6.37			4.54			2.02			1.33		
wo/di	0.25			7.14			1.52			5.77			21.63		
en/di	0.21			4.93			1.21			4.31			18.70		
fs/di	0.00			1.64			0.14			0.89			0.00		
fo/ol	19.71			11.69			21.37			0.00			7.25		
fa/ol	0.33			4.28			2.82			0.00			0.00		
wo	0.00			0.00			0.00			24.80			0.00		
cs	12.91			16.19			18.37			29.32			2.62		
mt	4.26			4.89			4.22			2.65			3.64		
hm	0.00			0.00			0.00			0.00			3.11		
il	1.06			4.16			1.42			0.87			2.22		
ap	1.40			2.96			1.02			0.50			2.91		
cc	43.39			3.00			1.84			0.32			0.34		
	media di 7 camp.			media di 5			media di 10			media di 7			media di 6		
V	46			406			142			96			47		
Cr	564			96			749			92			48		
Co	34			40			40			13			33		
Ni	333			38			140			45.5			74		
Cu	63			91			33.5			37			38		
Zn	76			94			89			76			129		
Ga	12			18			9.5			18			11		
Rb	47			237			447			67			496		
Sr	1817			2181			1693			590			3489		
Y	26			82			30			31			43		
Zr	354			1058			342			84			855		
Nb	15.5			47			14			11			44		
Ba	2019			1864			722			536			4358		
La	98			237			89			32			281		
Pb	32			82			30			8			150		
Ce	219			531			193			49			520		
Th	58			121			38			15			129		
⁸⁶ Sr/ ⁸⁷ Sr	.710*						.710			.709			.711		
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd							.5120								

*=nella frazione carbonatica

b) un elevato contenuto di calcio, variabile fra il 15% ed il 17% nelle meliliti e fra il 30% ed il 40% nell'euremite, nella carbonatite di Polino e nelle piroclastiti a carbonato;

c) un basso contenuto in alluminio (compreso fra il 4% e l'11%) che conferisce alle meliliti un carattere agpaitico con un valore medio del rapporto $Na + K/Al$ (in atomi) di 1.25.

La tabella II riporta inoltre i valori medi degli elementi in traccia e dei rapporti fra gli isotopi dello stronzio in una selezione di rocce. I dati sulle composizioni isotopiche sono molto scarsi e sono prevalentemente riferiti alle composizioni delle rocce totali. Per il rapporto $^{87}Sr/^{86}Sr$ si osserva un campo di variazione relativamente ristretto fra 0.7089 (euremite: STOPPA & LA-VECCHIA, 1992) e 0.7112 (coppaelite: HOLM & MUNSK-GAARD, 1982).

I valori degli elementi incompatibili normalizzati alla composizione di mantello primitivo mostrano un proporzionale arricchimento passando dall'euremite, alla carbonatite di Polino, alla venanzite, alla coppaelite, fino alla melilitolite di Pian di Celle, ma le loro curve di distribuzione mostrano configurazioni analoghe (Fig. 6).

Le rocce ignee affioranti in *ULUD* hanno una distribuzione degli elementi in traccia con andamento di tipo nettamente carbonatitico, sia per quello che riguarda gli elementi del gruppo dello Sr (La, Ce, Sr, P) sia per quello che riguarda gli *HFSE* (Zr, Ti escluso il Nb) e le terre rare pesanti (Y, Yb) (Fig. 7). Esse cioè presentano gli stessi picchi positivi e negativi. Tuttavia la media delle rocce carbonatitiche mostra frazionamenti più estremi rispetto alle rocce *ULUD* e cioè picchi più accentuati nelle curve di abbondanza normalizzate.

Rispetto alla media delle rocce ol-melilititiche ugandesi le rocce melilititiche primitive di *ULUD* mostrano abbondanze molto simili di elementi incompatibili, ma un leggero arricchimento in *LFSE* (Rb, K, Ba, Th, *LREE*) in rapporto agli *HFSE* (Ti, P, Nb) espresso dal rapporto $LREE/Ba + Sr$ (0.13). Questo rapporto è però sostanzialmente più basso di quello osservato nelle kimberliti e nelle carbonatiti (circa 0.30). In confronto a tutte le rocce suddette, in *ULUD* si osserva un generale impoverimento di Nb e in misura molto minore anche di Ti (in confronto alle meliliti ugandesi) sostanzialmente simile a quello di rocce peridotitiche a flogopite. Le rocce *ULUD* hanno infatti un rapporto $Nb/(Ti/1000)$ uguale a 2.8 molto alto rispetto a quello di liquidi in equilibrio con un mantello primitivo (0.40).

Confrontando la carbonatite di Polino con le meliliti umbre si osserva un ovvio frazionamento dei *LILE* (Rb, K) rispetto agli elementi del gruppo dello Sr (*LREE*, Sr, P). Però, mentre la carbonatite di Polino ha un rapporto Rb/Sr di 0.03 che è molto vicino a quello tipico delle carbonatiti, kimberliti e olmeliliti, le meliliti umbre hanno questo rapporto molto alto (0.15) raggiungendo un valore tipico delle kimberliti micacee.

Le Terre Rare si presentano frazionate con un rapporto $LREE/HREE$ di circa 15.5. Tale rapporto, in rocce con pari contenuto di Eu, come ad esempio la carbonatite di Polino e la venanzite, cresce proporzionalmente con il contenuto in carbonati come prevedibile in base al differente coefficiente di ripartizione tra liquidi melilititici e carbonatitici delle *REE*. Da segnalare la leggera anomalia di Eu presente nelle rocce

ULUD espressa dal valore Eu/Sm di circa 0.18 intermedio tra i valori osservati nelle carbonatiti (0.15-0.50) e nelle kimberliti (0.035-0.29), ma inferiore a quelli osservati nelle meliliti ugandesi (0.24-0.25).

ASPETTI MAGMATOGENETICI

In base alla distribuzione degli elementi maggiori e alla mineralogia delle rocce, dei noduli e degli xenocristalli trovati nelle rocce primitive di *ULUD*, consideriamo che esse derivino da liquidi in equilibrio con composizioni dunitiche (+ clinopirosseno?) contenenti flogopite e calcite in quantità essenziali. Tali liquidi dovrebbero generarsi in condizioni di pressione maggiori di quelle di stabilità dell'anfibolo sodico a pressioni leggermente eccedenti i 30 Kb (LLOYD & BAILEY, 1975; CUNDARI & FERGUSON, 1991). Tali condizioni di pressione nell'area sorgente di *ULUD* dovrebbero verificarsi nel mantello astenosferico a profondità di 90-100 Km.

La maggior parte delle rocce *ULUD* sono sicuramente molto primitive e relazionabili a liquidi molto poco frazionati. Tuttavia una leggera anomalia negativa di Eu potrebbe già essere dovuta ad accumulo di minerali che contengono tale anomalia come la flogopite e la perovskite. La cristallizzazione frazionata di queste stesse fasi insieme al granato, apatite, kibinskite e gotzenite potrebbe variare i rapporti di abbondanza di molti elementi in traccia e impoverire sostanzialmente le rocce *ULUD* più evolute virtualmente prive o molto povere di tali fasi. E' anche possibile che le suddette fasi minerali agiscano già direttamente durante i processi magmatogenetici, a seconda delle condizioni di fusione parziale dell'area sorgente (JONES, 1989; FOLEY & WHELLER, 1990). In quest'ottica il basso rapporto $LREE/Ba + Sr$ e $Nb/Ba + Sr$ rispetto a quello di classiche rocce carbonatitiche e kimberlitiche si spiegherebbe in quanto *LREE* e Nb possono essere trattenuti in titanati di mantello mentre Ba e Sr vengono preferenzialmente incorporati nella componente carbonatitica altamente volatile.

Se il rapporto di abbondanza di moltissimi elementi può venire modificato dai fenomeni suddetti, i rapporti isotopici dello Sr non possono esserlo. In *ULUD* il rapporto isotopico medio delle rocce più primitive è superiore a 0.710 e queste stesse rocce contengono quantità elevate di elementi incompatibili e compatibili. Tali elementi non possono però derivare da assimilazione di materiali crostali come suggerirebbe l'alto $^{87}Sr/^{86}Sr$. Infatti valori così elevati di elementi incompatibili implicherebbero un grado di assimilazione in molti casi superiore al 100% che avrebbe diluito le abbondanze di elementi compatibili nel magma dato che questi elementi sono quasi del tutto assenti nelle rocce crostali. Non resta dunque che ipotizzare che i rapporti di abbondanza degli elementi incompatibili e la radiogenicità derivino dall'azione metasomatizzante operata da fluidi presenti nell'area sorgente di *ULUD*, in parte stabilizzati nel mantello da minerali residuali e in parte concentrati nei primi fusi parziali.

Sulla base del quasi perfetto parallelismo fra le distribuzioni degli elementi incompatibili nelle rocce *ULUD* si può affermare che esse derivano da uno stesso tipo di sorgente e che rocce carbonatitiche e melilititiche sono comagmatiche. Questo suggerisce che le carbonatiti umbre sono state prodotte per immiscibilità

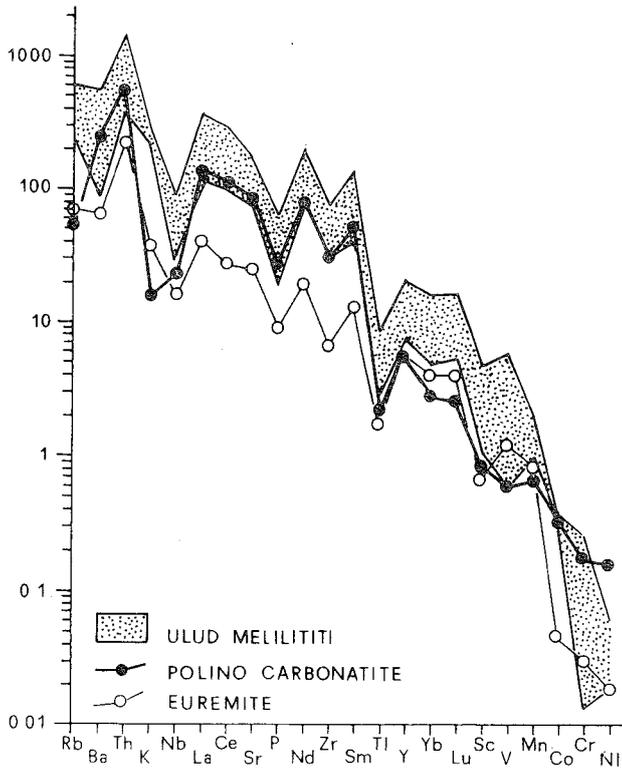


Fig. 6 - Distribuzione degli elementi in ordine di compatibilità crescente in alcune rocce di *ULUD*. Le curve si riferiscono alla carbonatite di Polino (monticellite-alvikite) e al dicco di Colle Fabbri (euremite) comparati col campo composizionale delle melilititi di *ULUD*. Abbondanze normalizzate rispetto alla composizione primordiale del mantello (WOOD *et al.*, 1979; MCDONOUGH *et al.*, 1985). Notare il perfetto parallelismo degli elementi del gruppo dello Sr caratteristico di molte suites co-magmatiche ultra-alcaline.

da un magma primario melilititico-carbonatitico. Le forti differenze nelle paragenesi e nella chimica dei minerali fra le melilititi e le carbonatiti di *ULUD* permettono di ipotizzare che i fenomeni di immiscibilità si siano verificati precocemente nella evoluzione magmatica, quando la CO_2 e gli altri componenti volatili non si erano ancora essoluti ed i minerali del mantello costituivano le sole fasi solide nel magma capostipite. Studi recenti (WYLLIE *et al.*, 1990) estendono la lacuna di miscibilità fra fusi silicatici e carbonatici a pressioni maggiori di 20 Kb, al di sopra della temperatura minima del liquidus melilititico (c.a 1250 °C) ed al di sotto del *solidus* della peridotite. Queste condizioni dovrebbero essere raggiunte nel mantello litosferico di *ULUD* durante la risalita dei fusi di più alta pressione. L'immiscibilità fra i liquidi silicatici e carbonatici è un meccanismo capace di operare forti concentrazioni differenziali arrivando fino alla formazione di liquidi miaskitici a K-feldspato (LLOYD & BAILEY, 1975; KNITTEL & CUNDARI, 1990). Fenomeni di questo tipo potrebbero dare conto in *ULUD* dell'eruzione di tipi miaskitici a K-feldspato. Tali prodotti sono associati a stadi esplosivi iniziali e ad attività carbonatitica, mentre le lave agpaitiche a leucite e kalsilite, che rappresentano la parte più primitiva e degassata del magma originale, compaiono nelle fasi eruttive terminali.

Il mantenimento delle caratteristiche primarie dei magmi *ULUD* è spiegabile con una rapida risalita dal mantello astenosferico attraverso la litosfera, suggerita

dalla presenza di noduli di mantello e da forme vulcaniche diatremiche che implicano una grande velocità eruttiva (BAILEY, 1985). L'eruzione di lave melilititiche primitive, ricche in calcio ma prive di carbonati, suggerisce che nei magmi primari *ULUD* si sono potute verificare reazioni di decarbonatazione oltre che processi di smescolamento carbonatitico. Infatti, se la CO_2 si essolve dal magma a causa della separazione del $CaCO_3$, il Ca prodotto può reagire col liquido silicatico producendo rocce più sottosature e ricche in silicati calcici.

CONSIDERAZIONI FINALI

Lo studio di *ULUD*, dal punto di vista delle caratteristiche sia tettoniche che petrologiche, porta un contributo fondamentale alla definizione della storia deformativa del margine orientale tirrenico. *ULUD*, infatti è localizzato al limite esterno dell'area toscotirrenica caratterizzata da deformazioni distensive plio-pleistoceniche, che interessano l'intera litosfera, associate alla progressiva apertura del Mar Tirreno. L'analisi strutturale ed il calcolo tensoriale effettuato su

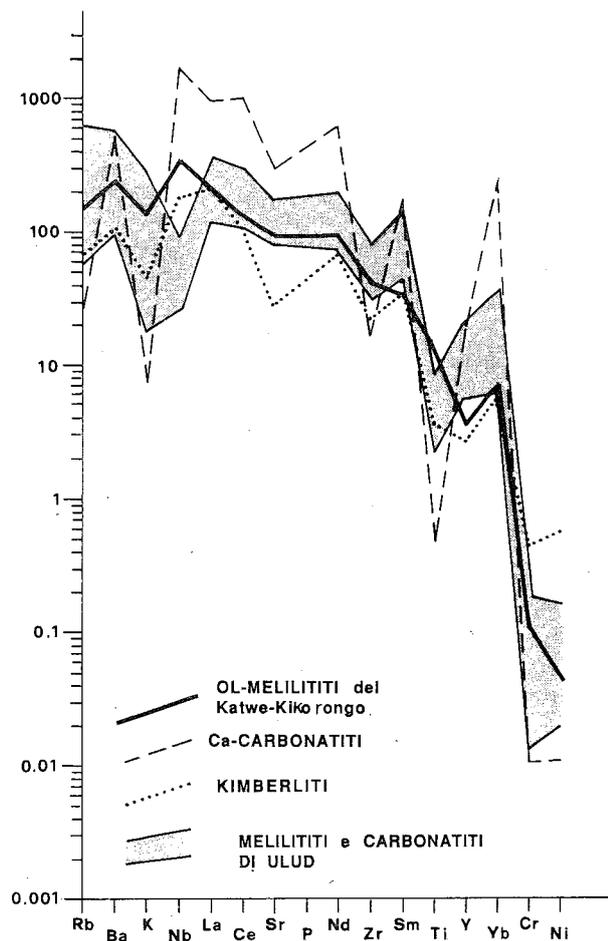


Fig. 7 - Distribuzione della media degli elementi in ordine di compatibilità crescente delle Ca-carbonatiti, delle kimberliti e delle ol-melilititi del Katwe-Kikorongo (dati da WOOLLEY & KEMPE, 1989; JONES, 1989; DAVIES & LLOYD, in prep.) confrontate con il campo composizionale delle melilititi e carbonatiti primitive di *ULUD*, normalizzate al mantello primordiale. Notare che le abbondanze nelle rocce *ULUD* sono generalmente di tipo melilititico, ma hanno un andamento di tipo prettamente carbonatitico.

insiemi di faglie striate presenti in alcune aree campione entro le varie unità stratigrafiche affioranti nel settore di *ULUD* hanno evidenziato una complessa evoluzione, probabilmente polifasata delle suddette deformazioni. La fase tettonica estensionale, le cui prime e più intense manifestazioni sono da riferire al Pliocene sup. ha portato alla formazione di un complesso *pattern* di faglie normali appenniniche ed alla riattivazione in senso distensivo di preesistenti linee transpressive. Questo campo deformativo, associato ad un ellissoide degli sforzi con da un asse σ_3 antiappenninico e, probabilmente da un σ_2 tensionale, rimase attivo fino al Pleistocene sup. A partire dal Pleistocene sup. questa fase tettonica, prevalentemente orizzontale, fu seguita da una fase tettonica prevalentemente verticale, che nell'intervallo di tempo tra 600.000 e 300.000 anni favorì lo sviluppo della intensa e peculiare fase magmatica che diede origine alla messa in posto di numerosi piccoli centri ignei monogenici ad affinità ultracalcaica del distretto umbro-laziale. Nel Pleistocene sup., e più precisamente in tempi più recenti di 400 mila anni si assiste, almeno localmente, ad una nuova "inversione" dell'ellissoide degli sforzi cui è legata la fase deformativa testimoniata dai caratteri di trascorrenza riscontrata in alcune delle rocce e terreni ignei di *ULUD*. L'orientazione degli assi principali degli ellipsoidi degli sforzi, associati alla fase tettonica in questione, è però sostanzialmente invariata, mutando solo il rapporto fra le intensità degli sforzi principali orizzontali e verticale.

Nonostante i volumi di magma eruttato siano relativamente piccoli, le rocce *ULUD* hanno uno speciale valore petrologico per la loro composizione straordinariamente rara e per la presenza di fasi minerali minori molto distintive di questo tipo di magmatismo. Inoltre esse hanno un interesse regionale in quanto sono associabili tra di loro costituendo una tipica suite ultracalcaica e sono state messe in posto con meccanismi eruttivi che hanno permesso la conservazione dei caratteri primari mantellici del magma stesso. Il magma infatti si è propagato velocemente attraverso la litosfera a partire da un area sorgente molto profonda (tetto del mantello astenosferico), e solo negli ultimi chilometri è stato intercettato dalle preesistenti discontinuità tettoniche dirette o transtensive che hanno giocato come vie di propagazione preferenziale.

Sia l'assetto tettonico che le caratteristiche vulcanologiche e petrologiche delle rocce di *ULUD* sono, in generale, quelle tipiche dei distretti dove affiorano rocce quali kimberliti, carbonatiti e melilititi. Queste rocce nel mondo sono univocamente relazionabili a *graben* o a faglie regionali impostate su litosfera continentale la quale sembra operare un forte controllo tettonico su questo tipo di magmatismo (WOOLLEY & KEMPE, 1989). Alcune caratteristiche geochemiche relativamente anomale, delle rocce di *ULUD* (un relativamente elevato rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e *LFSE/HFSE*, l'anomalia negativa di Nb e Eu) potrebbero venire considerate il marchio di un ambiente geodinamico di tipo subduittivo. Queste caratteristiche, però, possono essere imputate alle condizioni in cui avviene la fusione parziale nell'area sorgente, che in parte possono riprodurre, pur essendone geodinamicamente svincolate, quelle comunemente osservate nelle zone di subduzione (FOLEY & WHELLER, 1990). Poiché le rocce *ULUD* sono geochemicamente affini alle rocce HKS della Provincia Campano-Romana (LAVECCHIA & STOPPA, 1990), la suddetta ipotesi potrebbe,

a nostro avviso, essere presa in considerazione anche per giustificare le caratteristiche della sorgente dei magmi ultra-potassici di questa provincia, in alternativa all'ipotesi classica in letteratura che prevede l'immissione di materiali cristallini subdotti (PECCERILLO, 1985; CIVETTA *et al.*, 1987; BECCALUVA *et al.*, 1991).

D'altro canto, alti rapporti *LFSE/HFSE*, anomalia negativa di Nb e radiogenicità non sono una caratteristica esclusiva delle rocce d'arco e sono condivise da un certo numero di rocce alcaline e ultra-alcaline nel mondo sicuramente correlabili a zone di rift intra-continentale (ARCULUS, 1987). A nostro avviso, quindi, la rarità, specificità e peculiarità di associazioni litologiche come quelle umbro-laziali, sembrano pesare molto di più rispetto alle suddette anomalie quando si vogliono fare dei confronti e tentare assegnazioni geodinamiche.

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano i due anonimi revisori del lavoro per gli utili suggerimenti. Si ringrazia inoltre il prof. MERCIER del *Laboratoire de Géologie Dynamiques Interne (Université Paris 11)* per aver concesso l'uso del programma di analisi tensoriale.

TESTI CITATI

ANGELIER J. & MECHLER P. (1977) - *Sur une methode graphique de recherche des contralnes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: La methode des diedres droits*. Bull. Soc. Geol. France, **19**, 1309-1318.

ARCULUS R.J. (1987) - *The significance of the source versus process in the tectonic controls of magma genesis*. J. Volc. Geoth. Res., **31**, 1-12.

BAILEY D.K. (1985) - *Fluids, melts, flowage and styles of eruption in alkaline-ultra-alkaline magmatism*. Trans. Geol. Soc. S. Afr., **88**, 449-457.

BARCHI M., BROZZETTI F. & LAVECCHIA G. (1991) - *Analisi strutturale e geometrica dei bacini e a Media Valle del Tevere e della Valle Umbra*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 65-76.

BARKER D.S. & NIXON P.H. (1989) - *High-Ca, low-alkali carbonate volcanism at Fort Portal, Uganda*. Contrb. Mineral. Petrol., **101**, 166-177.

BECCALUVA L., DI GIROLAMO P. & SERRI G. (1991) - *Petrogenesis and tectonic setting on the Roman Magmatic province, Italy*. Lithos, **26**, 191-221.

BOSI C., LOCARDI E. & VILLA I. (1991) - *Il distretto magmatico abruzzese*. In: "Evoluzione dei Bacini Neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area Tosco-Laziale", workshop, Pisa, Riassunti, 68-69.

CAREY E. & BRUNIER B. (1974) - *Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une population de failles*. C.R. Herdb. Séance Acad. Sc., **279**, 891-894.

CIONI R., DELL'AIUTO P., SBRANA A. & VERNIA L. (1991) - *Il ruolo dell'attività idromagmatica terminale nella formazione della struttura di Montefiascone*. Workshop: *Evoluzione dei Bacini Neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area Tosco-Laziale*. Pisa, Riassunti, 103.

CIVETTA L., FRANCALANCI L., MANETTI P. & PECCERILLO A. (1987) - *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*. (BORIANI *et al.*, Ed.), Atti Accademia Nazionale dei Lincei, **86**, 250-269.

- CONTI M.A. & GIROTTI O. (1977) - *Villafranchiano del "Lago Tiberino": ramo sud occidentale; schema stratigrafico e tettonico*. Geol. Romana, **16**, 67-80.
- CUNDARI A. & FERGUSON A. K. (1991) - *Petrogenetic relationship between melilitite and lamproite in the Roman Comagmatic Region: the lavas of S. Venanzo and Cupaello*. Contrib. Mineral. Petrol., **107**, 343-357.
- DAWSON J.B., SMITH S.J.B. & JONES A.P. (1985) - *A comparative study of bulk rock and mineral chemistry of olivine melilitites and associated rocks from east and south Africa*. Neues Jahrbuch Miner. Abh., **151**, 143-175.
- DAVIES G.R. & LLOYD F.E. (1992) - *Pb-Sr-Nd Isotope and trace element data bearing on the origin of the potassic subcontinental lithosphere beneath South West Uganda*. In prep.
- FEDERICO M. & GIANFAGNA A. (1980) - *The melilitites of the ejecta and avas from the Alban Hills (Rome, Italy)*. Rend. Soc. It. Min. Petrol., **38**, 1387-1400.
- FOLEY S.F. & WHELLER G.E. (1990) - *Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: The role of residual titanates*. Chemical Geology, **85**, 1-18.
- FORNASERI M., SCHERILLO A., VENTRIGLIA U. (1963) - *La regione vulcanica dei Colli Albani*. C.N.R., Roma.
- FORNASERI M. (1985) - *Geochronology of volcanic rocks from Umbria*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **40**, 107-110.
- 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.
- HOLMES A. (1942) - *A heteromorph of Venanzite*. Geol. Mag., **79**, 225.
- KNITTEL U. & CUNDARI A. (1990) - *Mineralogical evidence for derivation of metaluminous, Potassic rocks from peralkaline precursor: The cordon Syenite complex (Philippines)*. Mineralogy and Petrology, **41**, 163-183.
- JONES A.P. (1989) - *Upper mantle enrichment by kimberlitic or carbonatitic magmatism*. In: Carbonatites, BELL, K., (ed) Unwin Hyman Ltd, London, 448-461.
- LAURENZI M.A. & VILLA I.M. (1984) - *Datazione K/Ar dei centri vulcanici di Vicovaro e S. Venanzo*. Rend. Soc. It. Min. e Petrol., abstract.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1990) - *The Tyrrhenian zone: a case of lithosphere extensional tectonic control of intra-continental magmatism*. Earth Plan. Sci. Letters., **99**, 336-350.
- LLOYD F.E. & BAILEY D.K. (1975) - *Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and consequences*. Phys. Chem. Earth., **9**, 389-416.
- LOCARDI E. (1990) - *Le mineralizzazioni fluoritifere laziali sono delle carbonatiti: l'esempio di Pianciano*. L'industria mineraria, **6**, 1-6.
- MARRET R. & ALLMENDINGER R. (1988) - *Fault kinematics program-version*. 1.2 COGS.
- MCDONOUGH W.F., MCCULLOCH M.T. & SUN S.S. (1985) - *Isotopic and geochemical systematics in Tertiary-Recent basalts from south-eastern Australia and implications for the evolution in the subcontinental lithosphere*. Geochim. Cosmoch. Acta, **49**, 2051-2067.
- MITCHEL R.H. & BELL K. (1976) - *Rare Earth Element geochemistry of potassic lavas from the Birunga and Toro-Ankole regions of Uganda, Africa*. Contrib. Mineral. Petrol., **58**, 293-303.
- PECCKERILLO A. (1985) - *Roman Comagmatic Province (Central Italy): evidence for subduction-related magma genesis*. Geology, **11**, 103-106.
- SABATINI V. (1899) - *Relazione sul lavoro eseguito nel triennio 1896-1897-1898 sui vulcani dell'Italia centrale e i loro prodotti*. Boll. R. Com. Geol. It., **30**, 30-60.
- SABATINI V. (1903) - *La pirossenite melilitica di Coppaeli (Cittaducale)*. Boll. R. Com. Geol. It., **31**, 376-378.
- STOPPA F. (1988) - *L'euremite di Colle Fabbri (Spoleto): un litotipo ad affinità carbonatitica in Italia*. Boll. Soc. Geol. It. **107**, 239-248.
- STOPPA F. & LAVECCHIA G. (1992) - *Late Pleistocene ultra-alkaline magmatic activity in the Umbria-Latium region (Italy): an over-view*. Journ. Geotherm. Volcanol. Res., **52**.
- STOPPA F. & LUPINI L. (1991) - *Caratteristiche identificative di una roccia carbonatica del Pleistocene superiore affiorante presso Polino (TR, Umbria)*. In: CROP 03-Studi preliminari alla fase di acquisizione dati (PIALLI G. et al. eds.) Studi Geologici Camerti, vol. spec. 1991/1, 383-398.
- STOPPA F. & VILLA I. (1991) - *Nuove datazioni dal Distretto Ultraalkalino Umbro Laziale*. Atti Workshop sui bacini neogenici Appenninici, Pisa.
- VILLA I., SERVA L. & QUERCIOLO C. (1991) - *Verso una datazione della lava di Cupaello (Rieti)*. Plinius, **1**, 102-103.
- WYLLIE P.J., BAKER B. M. & WHITE S.B. (1990) - *Experimental boundaries for the origin and evolution of carbonatites*. Lithos, **26**, 3-19.
- WOOD D.A., JORON J.L. & TREUIL M. (1979) - *A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic setting*. Earth. Planet. Sci. Lett., **45**, 326-336.
- WOOLEY A.R. & KEMPE D.R.C. (1989) - *Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution*. In: "Carbonatites" (BELL K., ed), Unwin Hyman, London, 1-13.

